ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 92, No. 7 (859), 1983

最近の地学

Progress in the Geosciences

1983

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

“最近の地学”刊行に際して

東京地学協会会長　和 達 清 夫

最近の地学の進歩は実に目覚ましいものがあるが，その研究の分野はますます細分化される傾向にある。われわれ地学の研究や仕事に従事するものは，一方において時代とともに急速に進む学問技術に遅れないように務めるとともに，自己の専攻する分野に直接，間接に関係する地学の各分野における新しい進歩について，十分の知識を持つ必要がある。

さて，本地学協会は，その設立目的として「地学を奨励し，地学における専門分野の連携を図り，もって総合的な地学の進歩普及を推進すること」，と記せられているが，上述のような問題に対して寄与することこそ協会本来の仕事と言わねばならない。その意味においてこの度“最近の地学”と題する１冊が，地学雑誌の特別号として刊行されるに到ったことはまことに喜びに堪えない所である。

本特別号は，見らるる如く地質学，地理学，地球物理学に亘り，それぞれの各分野における最近の発展状況が，第一線に現在活躍されている研究者の執筆によって記述され出来上ったもので，上述の地学関係者の要請にかなりまで応え得たものと信ずる。

地学の進歩は日進月歩であり，また研究分野も数多いことであるから，本号一冊をもっては上述の要請に十分応えることは出来ない。従って，今後機会を得て引き続き第２，第３の特別号の発行を考慮している。

現在世間では，科学技術の発達に伴って築かれた近代文明は，あまりに機械的であり，もっと人間性を考慮すべきであるという議論が行われている。この時において地学は，人間環境の基礎を論ずる学問として重要な地位を占めつつある。地学がこうして新しい発展を見ようとする今日，このような“時代に遅れない総合的推進”について編集される地学雑誌の特別号が，地学会はもとより，広く関係学会の現下の要望に添う一書となることを願ってやまない。

目　　次

CONTENTS

地学雑誌 92-7 (1983)

テフラ研究の展望

町田 洋*

Tephra Studies : Short Review

Hiroshi MACHIDA

I. はじめに

テフラの近代的な研究は，日本やニュージーランド，アイスランドなどでは，1930年代のはじめに，主として土壌学者により，テフラのもつ特異な性質が注目されて開始された。ニュージーランドでは，羊に発生した Co 欠乏症が，牧草ひいてはその土壌の母材である特定テフラに由来することが判明し，そのテフラ層の分布，性質，噴出源，噴出年代へと調査が進められていった。こうした研究草創期のエピソードは，テフラのもつ学際的・多面的な性格を如実に示している。

テフラは爆発的噴火の所産であるから，第一に火山学の好個の研究対象であることはいうまでもない。第二にそうした噴火は人間と自然環境に多大の影響を与えるため，災害科学や考古学その他多くの分野の関心をひく。第三に，テフラが関わる研究分野は，地史を扱う層位学，地形学，古生物学，考古学などである。それはテフラが瞬時に広い地域に拡がって地表を覆うため，きわめて正確な時間示標層となるからである。第四に，テフラは母なる土壌をつくり，しかもその風化土が他に比べて特徴的な性質をもつため古くから土壌学の研究対象であった。さらに，土木・土質工学など工学系の研究者にも注目されているのは，地表物質として，浸食作用や人為の働きかけに対して特異な性状を示すからにほかならない。

こうした多方面に関わるテフラ研究，ことにテフロクロノロジーの研究史や課題については，多田(1963)，関東ローム研究グループ(1965)，小林(1972)，町田(1977, 1978)，勝井(1977) にのべられている。そこで本稿では，主に上記の第一から第三までの分野に関わるテフラ研究のごく最近の動向について私見をのべることにする。

II. テフラを生む爆発的火山活動の研究

THORARRINSSON (1944) が古代ギリシアのアリストテレスが用いた tephra の語を全ての火山砕屑物を含む集合名詞として使うことを提案し，それによる地史の編年法を tephrochronology という合成語を用いて有用性を説いて以来，テフラがあり余る日本では，テフラを一つの強力な武器とした第四紀研究が進んだ。しかしその反面，テフラ研究即テフロクロノロジーと短絡した傾向があり，テフラの層位・年代については関心をもたれたが，テフラにとってより本質的な研究，すなわち火山噴出物としての性質やそれをもたらした噴火の性状についての研究はあまり進展しなかった。この傾向は日本では現在もつづいている。

海外では1970年代からテフラを生産する爆発的火山活動の研究が，Walker らを中心に活発に始められ，多くの新知見が得られてきた。日本でも最近ようやくこの分野で活発な研究が始まった。

ところで，1950年代末の火山研究者の一つの興味は，それまでほとんど手つかずであった火砕流に向けられ，その噴出・流動機構・分類が論ぜられた（例えば，荒牧 1957, SMITH 1960）。そして火山ガス

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

を除く噴出物は溶岩，降下火砕物，火砕流堆積物に分けられ，後二者は篩分けの程度や石質岩片の粒度と含量の給源からの距離による変化，堆積物の産状などから互いに区別されると考えられた（中村ほか 1963）。このうち降下火砕物はもっとも広く分布し，編年に多用されるので，狭義のテフラと呼ばれることが多かった（勝井 1977）。しかし，後述する諸知見からみると，テフラを降下物に限る理由はもはやないように思われる。

こうした従来の分類・記載的研究に対して，最近活発化したテフラ研究は，一口にいえば「テフラが何故そこにあるのか」を物理的にまた定量的に説明しようとするところにその狙いがある。それにはテフラの諸特性を明らかにして，噴火の性状を詳しく解明せねばならない。WALKER (1973, 1981) は，テフラのもつ諸特性の中から，分散度（D）と粉砕度（F），そして総噴出量（M）を最も重要な示標としてとりあげ，これらの定量法を工夫して多数の噴火事例や同定されている大規模テフラについて解析を行ない，噴火様式の定量的分類を試みている。

降下テフラを生む噴火

周知のとおり，テフラを噴出する火山活動は，比較的穏かなハワイ式・ストロンボリ式噴火からきわめて激烈なプリニー式・火砕流噴火まで幅が広い。これらのうちハワイ式・ストロンボリ式噴火は，噴煙柱高度が普通数100m どまりで，比較的少量（0.01km^{3}以下）の粗粒物質（軽石，スコリア，岩片）を火口の周囲に散布し，砕屑丘をつくるにすぎない。

これに対して珪長質マグマの活動によるサブプリニー式〜プリニー式噴火では，数時間連続的に噴煙柱を成層圏に打上げ，マグマの破砕度も大きく多量の細粒物（1〜10km^3）が生ずる。噴煙柱が高いためにこの種のテフラの分布域は広い。従来，テフロクロノロジーに用いられた降下軽石の多くはプリニー式噴火の産物である。

こうしたプリニー式噴火のテフラのうち，総量に比べて著しく広い範囲をおおう細かく破砕されたテフラが WALKER (1980) によって注目された。すなわち，ニュージーランドのタウポ湖から噴出したテフラ（ca. 186年 A. D.）の1部層（Taupo 軽石）は，厚さが薄い（最大層厚 1.8m）にもかかわらず広域（80%以上が200km以遠）に飛散し，かつ細粒（85%が 1mm 以下の）テフラであるという特色をもつ。こうした噴火は高速のガス・ジェットが発生し，噴火強度が著大であったため生じたと考えられ，ウルトラプリニー式噴火と呼ぶことが提案されている。

マグマの粉砕度の大きな噴火の一つに，マグマ水蒸気噴火（よく知られているのがスルツエイ式噴火）がある。SELF and SPARKS (1978) は珪長質マグマが多量の水に接触して起る大噴火をとりあげ，水蒸気プリニー式噴火と呼んだ。この種のテフラはきわめて細粒の火山灰が多量にまた広域に分布すること，火山灰が水分により凝集して生じた火山豆石を多量に含むこと，多量の降雨による浸食跡がみられることなどの特色をもつ。最近 SELF (1983) はニュージーランドタウポ湖の約2万年前の噴火が最大級の水蒸気プリニー式噴火の一つで，そのテフラ（Wairakei）はニュージーランド全域から南半球一帯に広がったと論じている。日本でもカルデラ湖や浅海底から噴出したテフラには，この種のものが多く（例えば十和田-八戸火山灰，早川 1983），今後大いに注目されるにちがいない。

火砕流噴火

火砕流は，先行した噴火によって一定の半径を越えて火道・火口が拡大したり，あまりガスに富んでいないマグマが噴出したりするとき，噴煙柱が崩壊して生ずる，ガスによる粉体流である。その流動機構と堆積物の性状との関係あるいは分類については，多くの論議がある。広域に分布する巨大火砕流は従来も知られていたが，最近次の2つの新知見が加わり，注目されている。

第一は広域に薄く堆積した火砕流の研究である（WALKER et al. 1980）。火砕流堆積物の性質を論ずる上の示標として，WALKER et al. (1980) は水平方向の拡がり（分布面積や到達距離）に対する垂直成分（厚さ）の割合を aspect ratio と呼び，総噴出量とともに重要視した。従来知られていた火砕流堆積

物の多くはこの値が高く (Katmai, 1912 の場合1/400ていど), 地形的な低所を選んで流下し, 谷を厚く平坦に埋積する傾向のものであった。これに対し, ニュージーランドの Taupo 火砕流や南九州の幸屋火砕流は遠隔地まで薄層として追跡でき (aspect ratio は1/100,000), 谷を埋積するかたわら斜面にも薄く (数10～数cm の厚さで) 堆積している。この種の火砕流はガスに富む灰の雲が膨脹して火口から同心円状に広がり, 起伏をのりこえて高速で進んだと解釈されている。その噴出•流動•運搬機構については, なお多くの論議を呼ぶことであろう。それにしても従来余り注目されなかったこの種の火砕流堆積物は, かなり普通にみられる可能性があり, 多くのテフラについて再検討が必要なことを換起したといえよう。

第二は, 巨大火砕流と同時に生じた降下火山灰 (coignimbrite ash) の発見である(町田・新井 1976, SPARKS and WALKER 1977)。火砕流堆積物は高温の灰嵐から細粒火山灰が多少とも逸脱した堆積物と考えられていた。その細粒火山灰が風送されて, 遠隔地まで広がり降下堆積したものが見出されたのである。この種の火山灰はほとんどが細粒の火山ガラスからなり, 火口からの距離が増しても粒度や厚さの減少は著しくない。その量は, 火砕流として堆積したテフラの量とほぼ同程度かそれを上回るぼう大なものである。こうしたテフラが地形や地層の広域的な対比・編年に威力を発揮することはいうまでもない (後述)。なお, 最近の研究例では, この種の coignimbrite ash には次の3種類があると考えられている。イ) 火口上に立ち上った噴煙柱の頂部を占める細粒火山灰の風送されたもの, ロ) 火砕流流動層から上方に逸脱した細粒火山灰の風送されたもの, ハ) 海や湖に入った火砕流が二次的に爆発をおこして生じた降下テフラ (WALKER 1979)。

この他の話題も多いが, ここでは省く。最近の爆発的噴火の研究は, 各地のテフラの調査を通してまさに爆発的に進んでいる。今後もテフラの性状に関する示標の定量化や客観的記載はいろいろ工夫され, 多数の事例について噴火の性質に関する議論は深まるであろう。最近 IAVCEI に設置された爆発的噴火に関する作業グループでは, 当面の目標として, 次の3点に関する国際シンポジウムを開くことを提案している。イ) 水蒸気噴火と爆発的噴火に果す水の役割, ロ) 火砕流堆積物, ハ) 火山災害。

III. 噴火災害の研究

多量のテフラを噴出する噴火は, 多くの自然災害の中でもっとも大きな影響を人間とその生態系に与える事件の一つである。最近の研究動向について四つの側面を簡単に紹介する。

(1) 爆発的噴火の研究は歴史上有名な災害を与えた噴火事例を扱い, 災害発生機構の研究と結合している。1902年の Mt. Pelée の「熱雲」や1980年の St. Helens 噴火でみられた横なぐり噴煙 (blast) の発生・流動機構が, 薄層として堆積しているテフラの性状と災害状況から論ぜられていること (FISHER et al. 1980, FISHER and HEIKEN 1982, SPARKS 1983), および1883年の Krakatau 噴火で発生した巨大な津浪の発生機構などに関する論議 (SELF and RAMPINO 1982) がその例である。

(2) 考古学研究でも爆発的噴火と災害が注目されている (SHEETS and GRAYSON 1979)。テフラが遺跡を埋没し保存することは, A. D. 79年の Pompei の例でよく知られているが, テフラ噴火が古代文化の断絶や交代をもたらしたという可能性が考古学の発掘から注目されている (ミノア噴火など)。日本でも九州における縄文早・前期の文化の交代が, 鬼界アカホヤ火山灰の噴出に関係するという論議が最近のべられた (新東 1978, 町田 1981)。この種の研究はまだ若く, テフラの堆積が地表の生態系にいかに影響するかについての基礎的研究は, 今後の課題の一つである。

(3) 噴火予測のために各火山の噴火史が詳しく研究され始めている。1977年の有珠山噴火や1980年の St. Helens の噴火は, 歴史時代の噴火の履歴調査から, 起るべき噴火の規模や性状および災害が前以って予測されており, それとよく合致していた。しかしこうした事例は稀であって, 詳しく噴火史が調べられていない火山はまだ多数存在する。一方, 噴火予測の面からは, 噴火規模と頻度とが反比例の関係にあるため, 大規模な活動ほど予測し難い。この意味からも大規模なテフラ噴火の調査は将来の課題である。

(4) テフラ噴火と気候との関係についても種々の面から検討されている。噴火により大気中に注入されたエアロゾルが日傘効果を生み，数年間冷害をもたらすことは確実となった。最近 RAMPINO and SELF (1982) は，1883年の Krakatau や 1815年の Tambora のような珪酸塩粒子を多量に生む巨大爆発よりも，気温低下の誘因としては1963年の Agung のような硫酸塩エアロゾルを多量に噴出する，そして高頻度で発生するヴルカノ式噴火の方を重要視するべきだと主張している。

IV. テフラ層位学・編年学の研究

テフラ研究の応用的側面，つまりテフラを時間示標層として人類とそれをとりまく自然環境の変遷史を解く研究は，日本では他の地域よりも盛行してきたといえる。この種の研究の基礎は，イ）鍵となるテフラの認定，ロ）その同定，ハ）層序の確立，ニ）年代決定，にある。したがってその発展はイ)〜ニ）の諸方法の進歩にかかっている。

イ)，ロ）についてまず注目されることは，従来日本では〇〇ロームとか××火山灰とか呼ばれるテフラ群を単位の一つとすることが多かったが，1960年代後半になると，1噴火輪廻のテフラを基本単位として記載することが多くなり，多数の特色のある示標テフラが識別，記載され始めた点である。日本各地の個々のテフラ層は岩相，層序および岩石記載的性質について記載されてきた（例えば MACHIDA 1976, 新井・町田 1980)。ところでテフラの同定にあたっては，テフラのもつ地層としての層位学的性質と，火山噴出物としての岩石学的性質との両面について解明する必要がある。なかでも同定に威力を発揮したのは，テフラを構成する火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率測定である（新井 1972, ほか)。また最近ではこれらの化学組成が測定される事例も増え，同定のクロスチェックや新しいテフラの発見に役立っている。

こうした同定法の進歩によって，岩相・層序のみからは同定し得ない遠隔地や異なる環境に堆積したテフラも，標準地域のそれと対比・同定される場合が増え，示標テフラの分布についての知見が増してきた。日本列島のほぼ全域をおおう姶良 Tn 火山灰 (AT) の発見（町田・新井 1976）はこうした同定法の進歩を背景としている。この発見以降，つぎつぎに編年に有用な広域テフラが見出されてきた (MACHIDA and ARAI 1983)。第1表にはこれまでに見出されたこの種のテフラのリストを示す。

こうした広域テフラは，各地のテフラをはじめとする第四系の層序確立の上に基本層となる。第1表に

第1表 日本列島における第四紀

	給源-テフラ名	噴出年代	噴出様式によるテフラのタイプ	テフラの特色
1	白頭山-苫小牧火山灰	800〜1,000 B P	P＋C	細粒ガラス質火山灰
2	十和田-a 火山灰	915 A. D.	P P	同上
3	鬼界-アカホヤ火山灰	6,300 B P	C＋P P	同上
4	鬱陵-隠岐火山灰	9,300 B P	P	同上および細粒軽石
5	姶良-Tn 火山灰	21,000—22,000 B P	C＋P P	細粒ガラス質火山灰
6	支笏降下軽石	32,000 B P	P	降下軽石
7	大山-倉吉軽石	45,000—47,000 B P*	P	同上
8	箱根-東京軽石	49,000 B P	P	同上
9	阿蘇4火山灰	70,000 B P*	C	細粒ガラス質火山灰
10	鬼界-葛原火山灰	75,000 B P*	C＋P P	同上
11	御岳第1軽石	70,000—90,000 B P	P	降下軽石
12	阿多火山灰	90,000—95,000 B P*	C	細粒ガラス質火山灰
13	洞爺火山灰	110,000 B P*	P P＋C	同上

* 測年値のあるテフラとの層位関係からの推定年代，他は考古学および放射年代．P, plinian ; PP,

示したテフラは，ほぼ汎日本的な範囲で第四紀後期のテフラ層序の確立を可能にした。第四紀中・前期の広域的層序確立にもこの種の広域テフラは重要な役割を果すにちがいない。すでに南関東と近畿の中・下部第四系に共通なテフラが数枚見出されている（町田ほか 1980)。

テフラの年代決定は約3万年前以降については放射性炭素法により，またそれより古いテフラはフィッション・トラック法や K-Ar法，イオニウム法などにより行なわれている。最近では熱ルミネッセンス法や電子スピン共鳴法などが適用され他の方法によるものとクロスチェックされようとしている。このように放射年代の測定されたテフラは数を増してきたが，同一テフラについて得られた値は，誤差を生む諸要因のためかなりばらつくこともわかってきた（町田・新井 1983)。測定された値の信頼性を検討するためには，テフラの正確な同定に加えて，テフラの占める層位の確定が何よりも必要である。層序が広域に亘って定まると，年代未知のテフラは，年代測定されたテフラが多数発達する地域においてどの層準に出現するかを確認することにより，およその噴出年代を推定することができる。第1表の大山倉吉軽石や阿蘇4火山灰，鬼界葛原火山灰，阿多火山灰などの年代は，年代が求められている南関東の諸テフラとの直接の層位関係から推定された値である。これら広域テフラは広域的編年の基準層であるから，それぞれ独立に多数の年代測定が行なわれることが望まれる。それによって基準とした南関東の編年を再検討することもでき，綜合的により高精度の編年が可能となるからである。

テフラ編年法の適用によって明らかとなった，第四紀の諸事象は数多い。その一部は第1表に示されている。近い将来になすべき課題の一つは，陸上で得られた自然環境の変遷史と深海底堆積物からの情報とを，テフラという共通の時間示標層を用いて対比し，陸と海とにまたがる綜合的な第四紀地史像を確立することであろう。周知のとおり，いまや気候変化・海面変化に関する量的な情報は，深海底から得られる時代である。日本付近の海底堆積物からの情報はまだ多くない。陸上で噴出源や年代がつきとめられたテフラを海底から検出し，それに基づく微化石の編年は，多くの新知見を提供するものと考えられる。最近，日本海では最終氷期以降の海流変遷史が，テフラを時間示標層として詳しく求められた（新井ほか 1981)。また一方で，深海底堆積物中の産出層位（有孔虫殻の酸素同位体比 stage 中の位置）から，およその噴出年代が推定されているテフラもある。さらに陸上では未確認だが深海底堆積物中に広く追跡されるテフラも知られており，今後の詳しい研究を必要としている。深海底テフラは古いものでも噴火当時の

後期の代表的な広域テフラ

テフラの分布域	利用されている研究分野（除火山学）
北日本，日本海北部	考古学（平安期）
東北地方	同上
日本列島中・南部，北西太平洋	考古学(縄文)・ヒプシサーマル期の自然環境，海水準，古海流
日本海南部，近畿地方	古海流，古植生，考古学
日本列島とその周縁海域全域	考古学(旧石器)，最終氷期の自然環境，古海流
北海道	氷期の自然環境
山陰，北陸，北関東地方	氷河編年，河岸段丘編年
東海，関東地方	段丘編年，古植生
日本列島とその周縁海域全域	小原台期～下末吉期段丘編年
同上	同上
中部，関東地方	同上
日本列島南半部，北西太平洋	同上
北日本全域	下末吉期の段丘編年，地殻運動

phreatoplinian ; C, coignimbrite ash forming(各噴火タイプ)．13のテフラは未報告，他は文献あり(略)．

性状をとどめていることが多いため，噴火機構の研究にもしばしば用いられている(地中海のY5テフラ，中米の Los Chocoyos テフラなど)。このように深海底テフラの研究は，実りのある成果が多数期待される，テフラ研究の新しい分野の一つだといえる。

引用文献

新井房夫 (1972)：斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定 —テフロクロノロジーの基礎的研究. 第四紀研究, 11, 254-269.

——・町田　洋 (1980)：日本のテフラ，カタログⅠ —西日本〜東北地方の第四紀後期示標テフラの岩石記載的研究—. 軽石雑誌, 6, 65-76.

——・大場忠道・北里　洋・堀部純男・町田　洋 (1981)：後期第四紀における日本海の古環境—テフロクロノロジー，有孔虫群集解析，酸素同位体比法による—. 第四紀研究, 20, 209-230.

荒牧重雄 (1957)：Pyroclastic flow の分類. 火山（2集), 1, 47-57.

FISHER, R. V. and HEIKEN, G. (1982) : Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, 339-371.

——, SMITH, A. L. and ROOBOL, M. J. (1980) : Destruction of St. Pierre, Martinique by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*, 8, 472-476.

早川由紀夫 (1983)：火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山（2集), 28, 25-40.

関東ローム研究グループ (1965)：「関東ローム—その起源と性状—」. 築地書館, 378 p.

勝井義雄 (1977)：テフロクロノロジーと火山. 日本第四紀学会（編)「日本の第四紀研究」, 69-87.

小林国夫 (1972)：テフロクロノロジーの基礎的問題 —テフラ示標層の記載に関連して—. 第四紀研究, 11, 211-218.

MACHIDA, H. (1976) : Stratigraphy and chronology of late Quaternary marker-tephras in Japan. *Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ.*, 11, 109-132.

町田　洋 (1977)：テフロクロノロジー. 日本第四紀学会（編)「日本の第四紀研究」, 59-68.

—— (1978)：火山灰編年学の課題. 地理評, 51, 489-502.

—— (1981)：縄文土器文化に与えた火山活動の影響. 地理, 26, 36-44.

——・新井房夫 (1976)：広域に分布する火山灰 —姶良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, 46, 339-347.

——・—— (1983)：広域火山灰と考古学. 第四紀研究, 22, 133-148.

MACHIDA, H. and ARAI, F. (1983) : Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 151-168.

町田　洋・新井房夫・杉原重夫 (1980)：南関東と近畿の中部更新統の対比と編年 —テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, 19, 233-261.

中村一明・荒牧重雄・村井　勇 (1963)：火山の噴火と堆積物の性質. 第四紀研究, 3, 13-30.

RAMPINO, M. R. and SELF, S. (1982) : Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963),—Their stratospheric aerosols, and climatic impact. *Quat. Res.*, 18, 127-143.

SELF, S. (1983) : Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism : A case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 433-469.

—— and RAMPINO, M. R. (1982) : Comment on "Ageophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption" by I. Yokoyama. *J. Vocanol. Geotherm. Res.*, 13, 379-386.

—— and SPARKS, R. S. J. (1978) : Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41, 196-212.

SHEETS, P. D. and GRAYSON, D. K. (1979) : *Volcanic activity and human ecology.* Academic Press, 644p.

新東晃一 (1978)：南九州の火山灰と土器形式. どるめん, 19, 40-54.

SMITH, R. L. (1960) : Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 795-842.

SPARKS, R. S. J. (1983) : Mont Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, Pyroclastic flows and surges—discussion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, 175-184.

—— and WALKER, G. P. L. (1977) : The significance of vitric-enriched air-fall associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 329-341.

多田文男 (1963) : 日本のテフロクロノロジーの研究史. 第四紀研究, 3, 1～2.

THORARINSSON, S. (1944) : Tefrokronologiska studier på Island. *Geografiska Annaler*, 26, 1-217.

WALKER, G. P. L. (1973) : Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62, 431-446.

—— (1979) : A volcanic ash generated by explosions where ignimbrite entered the sea. *Nature*, 281, 642-646.

—— (1980) : The Taupo pumice : product of the most powerful known (ultraplinian) eruption ? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 69-94.

—— HEMING, R. F. and WILSON, C. J. N. (1980) : Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283, 286-287.

地学雑誌 92-7 (1983)

後氷期の海面変動—日本の場合—

阪口　豊*

On the Postglacial Sealevel Changes in Japan

Yutaka SAKAGUCHI

最近の後氷期の海面変動の研究については，杉村（1977），森脇（1978），太田ほか（1982），KIDSON（1982）などの手頃な総説があり，いまさらあらためてこの種の解説を書く必要もないくらいであるが，ここでは今まであまり取り上げられなかった問題を含め所見を述べることにする。

I. 海抜10m説

後氷期の始まりをいつにするかについてはさまざまな意見があるが，多数意見に従って1万年前とすると，後氷期の海面変動というのは，最終氷期の最低海水準の時代つまり2万年から1万8,000年BPから現在にいたる〔最終融氷期，FARRANDは大陸氷のもっとも外側のモレーンから氷床が初めて後退し完全に消滅するまでの期間を deglacial hemicycle とよんだ（BLOOM 1971)〕S字を長くのばした，いいかえると積分記号のような海面変動曲線の上部のほぼ2分の1か3分の1を問題にすることになる。

筆者が学生であった1950年前後には，日本における後氷期の海進である有楽町海進（東京下町の完新世の含貝海成層である有楽町層に因んでつけられた）あるいは縄文海進の最高海面は海抜10mに達したという説が有力であった。当時日本の冲積平野の地形発達史をやろうという時には必ずといってよいくらい地形図の海抜10mの等高線を色鉛筆でなぞったものである。海抜10m説の提唱者が誰であるのかさだかではないが，関東地方の貝塚の分布から縄文海進極相期の旧汀線を復原した東木竜七が，その時の海面が海抜10mに達したと述べていると書いている論文がある。しかし，東木はほんとうにそう述べているのであろうか。少くとも東木の有名な論文‘地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧汀線’をよく読めば，そのような見解はどこにも見当らないことがわかる。東木は‘地形的旧溺れ谷と地形的旧海岸線’の項で“渓谷の地形を瞥見するに恰も細長い溺れ谷を見るやうであるが，殊に渓谷底の標高10m附近まではそれが顕著であって其渓谷底は溺れ谷の干潟を想はせる。今假に渓谷底の標高10mまで海水が侵入したとすれば其海岸線と其海水面下に覆はるゝ渓谷底の輪廓線とは其形状極めて類似し，両線の隔たりも現海岸線上で10mであって此から次第に減少し湾頭では同一の線となる。此假海水の侵入せる渓谷の部分を地形的旧溺れ谷といひ，此旧渓谷底を地形的旧海底とし，其谷底の輪廓線を地形的旧海岸線といふ”の文章は仮定として標高10mを取り上げているのであって，しかもこの‘標高10m’を東木は高さというよりも位置の目安とみなしているものと読み取れる。この筆者の解釈は次の文章によって一層明白になる：“貝塚分布を見ない加須丘陵の東端の海岸線は凡そ現今の等高線10mの附近を通過したものと推定して大過はない”。

東木は河流の堆積作用による見かけの海退を問題にしているくらいだから，標高10mをもって定められた地形的旧海岸線の高さは海抜10m以下であるという認識があったと見るのが当然であろう。東木論文の主旨は陸地の沈降にともなう海水の侵入によってできた溺れ谷の海域が貝塚分布極限と一般に一致することから，貝塚成立時代（東木はきわめて近い過去といっている）の旧海岸線を決定することであって，そ

* 東京大学理学部地理学教室 Department of Geography, University of Tokyo

の時代の海面高度を問題にしたものではない。したがってこの論文から東木が10m説を唱えたとは読み取れない。縄文海進の最高海水準10m説は東木論文の誤解から生じたものではあるまいか。最近まで10m説に対する反論を目的として論文や文章が散見されるが，そのような議論は意味がないだろう。

現在，日本各地の縄文海進の最高海水準，つまり marine limit は，房総・三浦半島南部，大磯丘陵南部（海抜10m以上，最高25m以上）などの隆起地域を除くと，海抜０から６ｍの間にあり，その時代は7,000から4,000年 BP の間にある場合が多い。

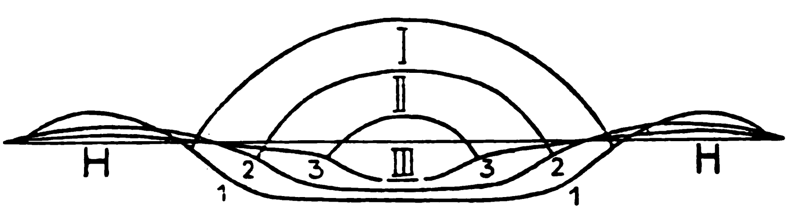
II. 世界共通の変動はない

原田豊吉は‘本邦汀線の変遷’と題する論文で，日本列島の汀線が得られた限りのデータではすべて後退していることを明らかにした。この論文で扱われている汀線は必ずしも完新世のものばかりではないが，そのデータの多くは今日の縄文海進最高海水準到達以降の情況を示しており，日本における完新世の斉一的海面変動論の最初の論文ではないかと思われる。このような斉一的海面変動の原因として，世界一様の海面運動であるユースタシー説は地殻の不安定な日本では容易には受け入れられなかった。ユースタシーの原因には大洋底の変動にともなう tectono-eustasy と，氷期・間氷期の氷河の消長にともなう glacio-eustasy があるが，日本の斉一的海面変動の原因として glacio-eustasy が多くの研究者に受け入れられるようになったのは1950年以降であったと思う。

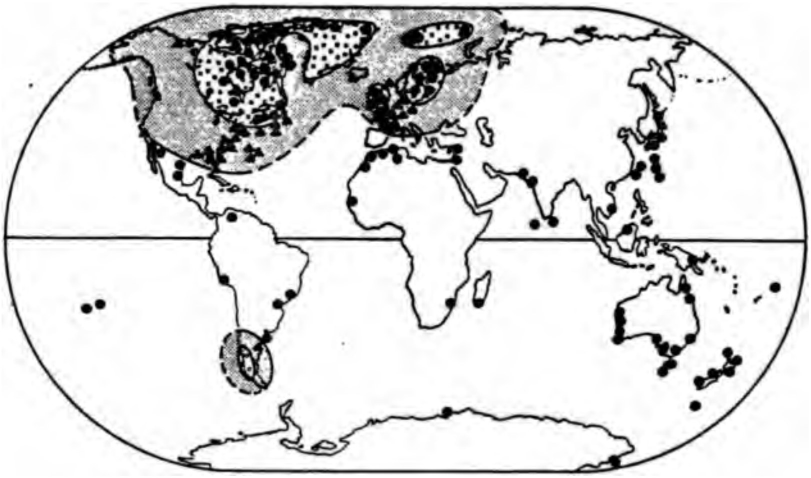
一方，日本列島の汀線の変化がユースタチック運動と地殻変動の組合せによって起るのではないかと述べたのは大塚弥之助である。彼はユースタチック運動の存在を認めるとすれば，地盤運動は比較的地盤の安定なところにおける海面の陸地に対する上昇量を推定することによってその概略を知ることができるかも知れないといっている。のちに述べる hydro-isostasy を予見した杉村のような先見の明のある研究者を除くと，ごく最近までの海面変動の研究者の主目的の一つは局地的な地殻変動を浮き彫りにするための日本あるいは世界共通の変動曲線を求めることにあったように思われる。しかし，今日このような試みは無意味なことが明らかにされている。

その理由を図を使って簡単に説明するが，その前に，世界各地の海面変動曲線の特徴についてふれておきたい。世界の変動曲線は３つの型に大別される。第１は後氷期の最高海水準が現在よりも高かったとする FAIRBRIDGE 曲線に代表されるタイプ，第２は現在が最高とする SHEPARD 曲線に代表されるタイプ，第3は3,600年ＢＰ以降現在と同じ水準を保っているという JELGERSMA 曲線のタイプである。さて，陸地に氷床が形成されると氷床におおわれた地殻はへこみ，氷床の周縁辺はおし上げられて帯状のふくらみをつくる（第１図）。氷床が融解・消滅すると地殻はアイソスタチックに回復し隆起するが，まわりのふくらみは逆に沈降する。一方，融氷水のために海水量は増加しその荷重のために海洋底がおし下げられる。このさい海岸地帯では曲隆がおこると予想される。海水量の増減にかかわる地殻の均衡を hydro-isostasy と呼んでいる。

第２図には後氷期にアイソスタチックな回復が行われている隆起地域(白地に小丸)とそれを取り囲む沈降帯，つまりかつての氷床の周縁にあっておし上げられて帯状にふくらんだ地帯が図示されている。WALCOTT はここに ^{14}C年代が2,500—5,000年ＢＰの陸



第１図 （RAMSAY 1924）
説明は本文を見よ，他も同様。



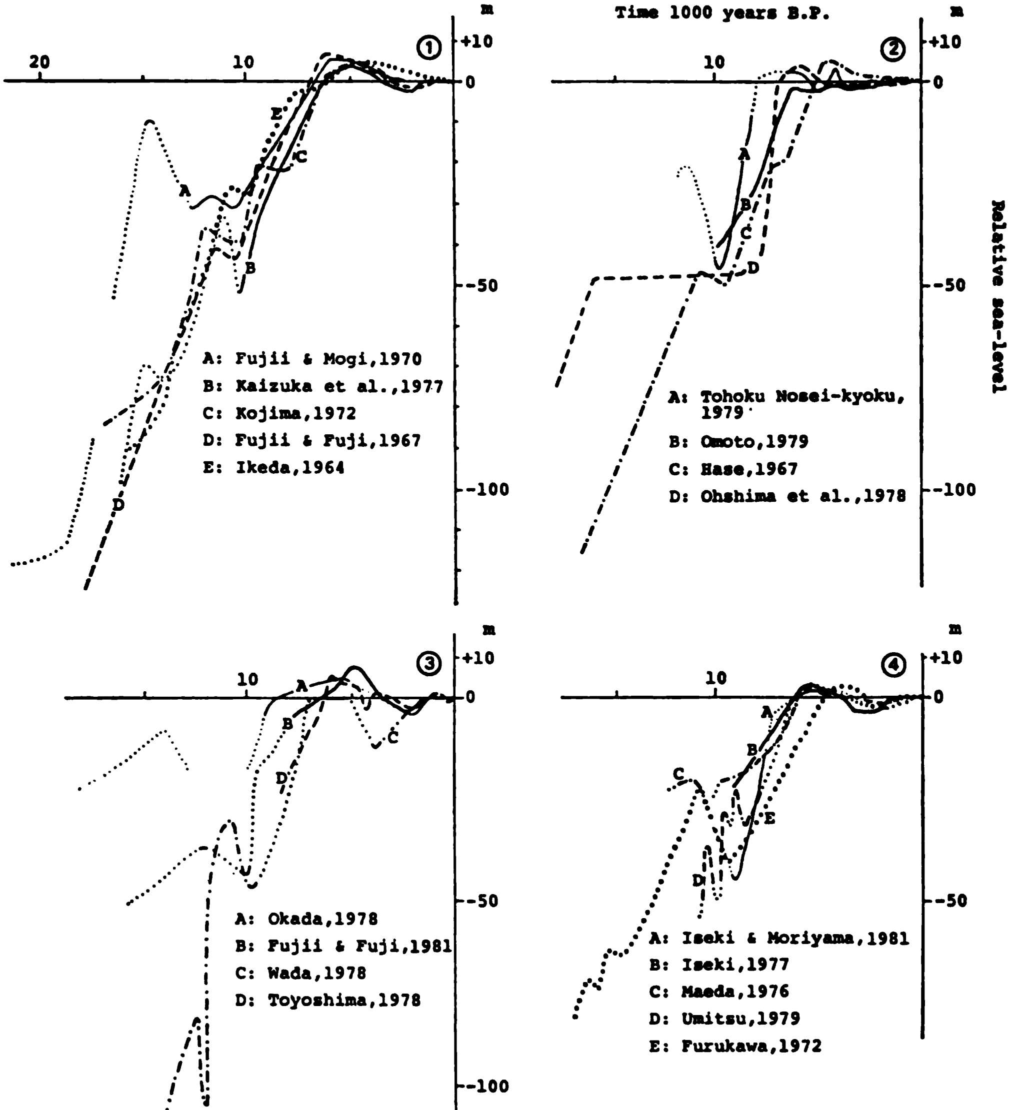
第2図 (WALCOTT 1972)

成泥炭と海生貝殻の産地を入れてみた。泥炭はこれが堆積する以前の海面は確実にこれよりも下にあることを意味し，貝殻は当時の海面は貝殻包含水準より確実に高い水準にあることを示す。WALCOTT はある地点の旧海面が現海面より高い証拠には海生貝殻を，現海面より低い証拠には陸成泥炭を用いた。結果は陸成泥炭による年代の地点は沈降帯の中に限られ，その他の地域はすべて貝殻による年代の地点となった。つまり，2,500—5,000年BPにはアイソスタチックに回復している地域の周辺では当時の海面は現在よりも低く，この地域では SHEPARD あるいは JELGERSMA の曲線が妥当である。一方同地域の外側ではこの期間海面は現在よりも高かったことになり，ここでは FAIRBRIDGE の曲線が妥当である。というのは，18,000年BP以後におこった海水量の急増期の海面上昇速度は日本の通常の地殻変動速度にくらべ1桁も大きかったので，地殻の動きは海面の動きに打ち消されて海面変動曲線にはっきりとあらわれないけれども，問題の2,500—5,000年BPはスカンジナビアやローレンタイド氷床が消滅し海水量の変動がわずかになった時期であったので，地殻の動きの影響が海面変動曲線にあらわれやすくなったためである。つまり最後の地域では海岸地帯の曲隆の影響があらわにあらわれているとみる。WALCOTT のこの図は glacio-isostasy と hydro-isostasy を考慮した地球の変形モデルがほとんど動かしがたい現実であることを示している。

ところで，ならした大洋の表面，つまり平均海面がジオイドであるが，ジオイドの形は地球内部の密度分布や構造などの影響をうける。glacio-isostasy や hydro-isostasy を考慮した地殻の変形がマントル物質の移動をともない，海水量の変化で質量分布が変れば，後氷期のジオイドも時間とともに変化するはずである。つまり，もはや世界斉一の海面変動曲線を求めることは無意味になったのである。いまや，過去の海面変動の研究は地球内部の構造を探る地球レオロジーの研究につながるものとして新たな脚光をあびるようになった。

III. 十人十色の海面変動曲線

それでは，後氷期に現海面より高い海水準を示す地域に属する日本列島では，斉一的な海面変動がおこ



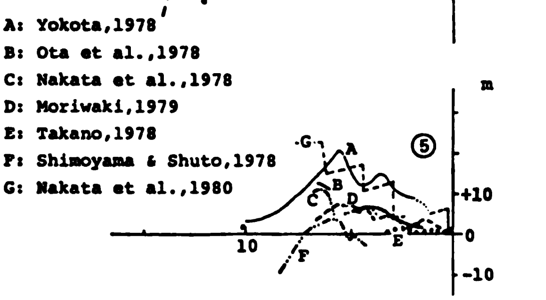


Fig. 3 Examples of Holocene sea-level curves.
1 : Japan, Kanto and Tokai districts
2 : Hokkaido and northeastern Japan
3 : Osaka and Nobi Plains, central Japan
4 : Japan Sea side of central and western Japan
5 : Boso Pen., Ryukyu Islands and others

第3図 (太田ほか 1982)

ったのであろうか。第3図は太田ほかによってまとめられた日本各地の海面変動曲線である。これが事実であるとすると斉一変動は存在せず，研究された地点ごとに異った曲線が得られるということになるが，おそらく，同一地点でも研究者の見方のちがいによって異なる曲線が得られる可能性が大きい。したがって研究者の数に相当するだけの独自の曲線が生れるであろう。

これが実状であるとしても，曲線を比較するときには次のようなことに注意しなければならない。

まず，曲線が必要にして充分なデータによって描かれているかどうかという疑問である。これは完全な曲線ですよと自信をもっていえる研究者がどれだけいるだろうか。また，あるべき海水量変動（気候変化や氷床のサージに起因する）が，ある曲線では表現されているが他の曲線ではとらえられていないということがないだろうか。次に，曲線の表現の仕方に個人差があるだろうということである。得られた少ないデータ・ポイントを忠実に結んで曲線を描いているかも知れないし，多数のデータ・ポイントを点のバラツキとみなして傾向線を描いているかも知れない。

次に曲線グラフの横軸つまり時間の精度についてみると——1）しかるべき試料の放射年代値や，年代既知のテフラなどを利用しているか，2）その数はいくつか，いいかえると time control point は何点あるか，3）^{14}C年代値は測定値そのものを使っているのか，補正値（*Pinus aristata* の年輪との比較によると1,000ＢＣ ^{14}C年では110—140年，3,000ＢＣ ^{14}C年では640年，4,500ＢＣ ^{14}C年では740年若くでている）を使っているのか，4）放射年代測定に使われた試料に古い炭素（dead carbon）や新しい炭素が混入していないか——などの点について各曲線で事情が異っているおそれがある。よい試料について ^{14}C年代測定を行ったとしても，現在の測定の精度からみて10年オーダーの議論はまだ無理であろう。

縦軸つまり海水準の高さ（あるいは深さ）の変動は海水量の変化，ジオイドの変化，地盤運動（アイソスタチックな回復，テクトニクな変動）によっておこる海水準の変化を汀線の高さの変動としてとらえたものであるが，曲線の差異をもたらす要因として次のようないくつかの問題がある。順不同で取り上げてみよう。

1）曲線の差異に局地的な地殻変動がどの程度寄与しているのか。

2）旧汀線の指標（sealevel indicator）として何を使ったか，ノッチ，ベンチ，shore platform，サンゴ礁の離水地形か，堆積物や生物化石か。

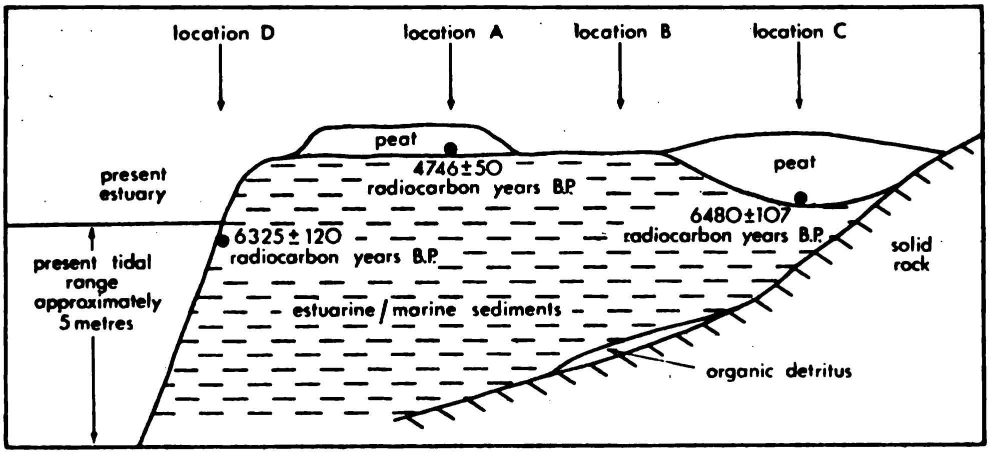
3）1本のボーリングコアのみで旧海面高度を判定する場合，その地点が丁度旧汀線に当るということはまれである。それが後氷期の海成層を含む場合，旧海面は一般には海成層の上限より当時の海の深さの分だけ高かったはずであるが，図示された海面高度とは海成層上限なのか補正を加えたものなのか。

4）得られた汀線高度は平均海面なのか，高潮位面なのか，低潮位面なのか，それとも潮間帯の任意の海面なのか，一つの曲線は同じカテゴリーの海面によって描かれているのか，ちがうカテゴリーのものが混在しているのか。

5）海進時の海岸線や海底の地形は現在と異なっていたから過去の潮差は現在と同じではないはずである。とくに過去の潮差が大きかった場合には問題が複雑になる。第4図は大きな潮差のところで堆積した無機質の河口成ないし海成の堆積物の上に泥炭が形成された入江の模式断面図である。このようなところにある干潟では，半日周潮の大部分は海水におおわれることがなく，また大潮の高潮時には短時間かぶるが，小潮の高潮時にはおそらく全くかぶらないから，そこには塩性植物が繁栽して泥炭地ができる。この泥炭地は海面上昇速度が泥炭の堆積速度を上まわらないならば生きつづけるはずである。実際にはＡ地点で明らかなように，海面上昇は4,750年ＢＰに停止したのであるが，広くデータを集めないでＣ地点のデータだけで解釈すると，6,500年ＢＰに海面上昇が停止したという誤った結論を下すことになる。

6）地層は圧密や乾燥・脱水で収縮するが，この点を考慮して層準の高度を定めているか。

7）旧汀線の指標となった地形面や堆積物の表面高度はしかるべきベンチマークから水準測量によって得られたものか，それとも地形図から読み取られたものか。



第4図 (JORDINE 1975)

このほかにも気になる誤差の原因があるであろう。わずかな差の海面変動を議論するためには以上述べたような点に配慮する必要があるが，既製の曲線にはこれらの点について充分な配慮がなされているであろうか？

IV. 重大な基礎研究の欠如

以上述べた海面変動曲線に関する諸問題のうちでもっとも基本的かつ重大な問題は汀線の指標の問題である。武永のノッチ，ビーチロックの研究，豊島，高橋ほかの岩石海岸における海蝕地形などの研究，前田ほかのある種の珪藻と黄鉄鉱の存在が指標になるという指摘，海外では GILL の shore platform の研究など，地道な海面変動の基礎的研究は決してないわけではないが，精緻な議論にたえるようなデータを得るには現状はなお不充分であると感ぜざるを得ない。

ここでは茅根 創（東大大学院）の研究の一端を同君の好意によって紹介したい。汀線の指標となる地形は陸上のみならずそれに続く浅海底の地形の知識を必要とすることはいうまでもない。にもかかわらず浅海底地形の研究はおろそかにされているのが現状である。勿論研究がおくれている原因の一つとして，その研究には特殊な技能や特殊な装置が必要なことや，個人で行うことの難しさがあげられる。しかし，そのような困難を克服しようという努力の気配はあまりみられないように思うのである。茅根は海成段丘や完新世の堆積物，離水サンゴ礁がどのようにして形成され，どのようにして残されて行ったか，現在の海岸や浅海底の地形と堆積物がどうなっていて，それが離水した地形とどのように対応しているのかということが何ら解決されていないことから，得意のダイビングを活用して房総半島の岩石海岸や琉球列島，マリアナ諸島のサンゴ礁海岸の研究を続けている。

房総半島南部では関東地震で隆起した大正ベンチを基準にして現海水準で形成された海岸地形の姿を明らかにした。結果は真新しいものとはいえないが，研究者自身の目でたしかめられた浅海底の地形が具体的に説明されたところに意義がある。それによると地形は次のようになっている：大正ベンチに続いて一段低いベンチ1がある。これは平均海面に対応して形成されたもので比較的平坦，乾湿変化が形成の主因であると考えられる。これに一段低いベンチ2が続く。ベンチ2は低潮位前後にでき，凹凸にとみ，その前部に rampart（高まり）をもつ。ベンチ2のレベル以下では常に湿っていて，ベンチ2は乾湿変化による侵食の限界に形成される。ベンチの最前部は砕波により常に海水をかぶるため rampart として高まりが残る。この rampart の前面は nip とよばれ，すとんと2～5m程度垂直に落ちる。nip の付け根には submarine notch が見られることもある。nip の前方には海方へゆるやかに傾く platform が拡がる。

それが侵食面であることは明らかであるが薄く砂礫をのせている（因みにベンチはほとんど堆積物をのせていない)。ここで明らかにされたことは，この一連の地形がplatformのレベルまで隆起したとしたら，海水準として正しくはベンチ1の高さをおさえるべきであるのに，ベンチ2の面やnipの付け根でおさえるという誤りをおかす可能性が多分にあることである。とくにnipの付け根を旧汀線と見誤まった場合の誤差は非常に大きい。

サンゴ礁の地形は物理的過程に加えて生物学的・化学的過程が大きく関与し，複雑で動的な発達を行っている。しかしサンゴ礁の離水地形を扱った研究は地形の平坦さに目をうばわれ，これを安易に海面に対応させているきらいはないであろうか。礁の前縁の浅海底には一つの海面に対して何段かの平坦面ができるのが普通であるから，安易に各平坦面に海面を割り当てることはつつしむべきであろう。海面変動をもっともよくあらわすのは礁主部であるが，この礁主部にしても海面に追いつくまでにはいくらかの時間間隙があるといわれており，サンゴ礁の発達と海面変動を結びつけるときには慎重な配慮が必要である。

最近の海面変動の議論では肝心の基礎的問題の解決をなおざりにして海水準の数値の細かさばかりが競われているように思えてならない。この辺で sealevel indicators に関する徹底した総合研究を地理学者だけではなく，地質学・海洋学・気象学・生物学・水産学・工学などの研究者の協力を得て実施してはどうであろうか。

主要文献

BLOOM, A. (1967) : Pleistocene shorelines : a new test of isostasy. *GSAB*, **78**, 1477-1494.

—— (1971) : Glacial-eustatic and isostatic controls of sea level since the last glaciation. In TUREKIAN, K. K. (ed.) : *Late Cenozoic Glacial Ages*, 1-606.

GILL, E. D. (1972) : The relationship of present shore platforms to past sea levels. *Boreas*, **1**, 1-25.

原田豊吉 (1889)：本邦汀線の変遷. 地学雑誌, **1**, 561-566.

JORDINE, W. G. (1975) : The determination of former sea levels in areas of large tidal range. In SUGGATE, R. P. and CRESSWELL, M. M. (eds.), *Quaternary Studies*, 163-168.

KIDSON, C. (1982) : Sea level changes in the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, **1**, 121-151.

前田保夫・松島義章・佐藤裕司・熊野　茂 (1982)：海成層の上限 (marine limit) の認定. 第四紀研究, **21**, 195-200.

森脇　広 (1978)：完新世における海水準変動の諸問題—諸外国の例—. 地理評, **51**, 176-187.

太田陽子・松島義章・森脇　広 (1982)： 日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題—Atlas of Holocene sea-level records in Japan を資料として—. 第四紀研究, **21**, 133-143.

大塚弥之助 (1931)： 日本島の冲積期初期の海岸線の変化とその沿岸陸棚に発達する沈溺谷に関する時代的考察その他. 地理評, **7**, 447-458.

RAMSAY, W. (1924) : On relations between crustal movements and variations of sea-level. *Bull. Com. Géol. Fin.*, 66. In ANDREWS, J. T. (ed.) (1974) : *Glacial Isostasy*, 1-491.

杉村　新 (1977)：氷と陸と海. 科学, **47**, 749-755.

TAKAHASHI, T. (1974) : Geomorphological study of shore platforms —analytical and genetical—. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser.(Geogr.)* : **24**, 115-163.

—— and KOBA, M. (1975) : Reef flat and beach rock of southern Tokunoshima, Ryūkyū Islands. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th ser. (Geogr.)*, **25**, 189-196.

武永健一郎 (1965)：Beach rock の成因について. 地理評, **38**, 739-755.

—— (1968)：Notch の形態と成因について. 地学雑誌, **77**, 17-29.

東木竜七 (1926)：地形と貝塚分布より見たる関東低地の旧海岸線. 地理評, **2**, 597-658, 659-678, 746-773.

豊島吉則 (1967)：山陰海岸における海蝕地形に関する研究. 鳥取大教育学部研究報告（自然科学), **18**, 64-98.

WALCOTT, R. I. (1972) : Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quat. Res.*, **2**, 1-14.

地学雑誌 92-7 (1983)

自然環境の人為的変貌
——地形の人工改変を中心に——

門 村 浩*

Anthropogenic Transformation of Physical Environment with Special Reference to Land Transformation

Hiroshi KADOMURA

地球の自然環境は，科学技術の発展と人口増加の圧力を背景に，世界の各地域で近年著しい変貌を遂げつつある。これに伴って，環境の管理と資源の開発・利用の両面にわたり，人類の生存にかかわる多様な問題が生じている。また，近年の人間活動に伴う自然環境の変貌は，気・水・地・生物の各圏にまたがって，全地球的スケールから小は一特定地域の問題に至るまで，様々なスケールと強度で生じている。こうした問題については，我が国でも環境諸科学を中心に多彩な研究が展開されている。

しかし，これらの研究の全体を展望することは，筆者のよくすることではないし，紙数も足りない。そこで，本文では筆者が直接かかわってきた，地圏の変貌のうちでも地形の人工改変を中心に，我が国の従来の研究と最近の内外における研究の動向を紹介することにしたい。なお，筆者は地形の人工改変の問題については，すでに総合報告を書き（門村 1982，門村・武内 1983），最近の我が国における実態の一端にも触れてきた（たとえば門村 1983）。ここでは，これらの論説に基づくとともに，これらの中では十分に触れることのできなかったことがらと，その後知り得た内外の情報を併せて紹介することにしたい。

I. 従来の研究の特徴とその背景

地球表面に働きかける人間活動の作用は，地形学的に見ると，自然の内的営力，外的営力と並ぶ第三の地形営力として位置づけられる。アメリカ合衆国やヨーロッパでは，地理学や地学の中に今世紀初頭からこうした見方があった。我が国では地形発達における人間の営力の重要なことを最初にはっきりと強調したのは多田（1958）であろう。この背景には，戦後の国土総合開発の進展に伴って行われたダム建設や河川工事，砂利採掘等に起因する土砂の流送・堆積の変化や水害の頻発，海岸線の後退などの問題がある。また，これらに関する地形学的研究の蓄積があった（たとえば多田 1964）。これらの問題に加えて，地下水揚水に起因する地盤沈下も，1950年代の後半から人為的地形改変ないし環境悪化の代表例として取り上げられてきた（たとえば中野 1963）。

終戦直後に頻発した大水害を契機に，地学の分野でも自然災害が盛んに研究されるようになり，1940年後半～1950年前半の地学雑誌にも災害を扱った論文が多数現われている。日本地理学会では，災害の地理学的研究がグループ研究の重要課題のひとつとされ，1950年代後半～1960年代前半にシンポジウムや共同調査を通して活発な活動が行われている。狩野川台風（1958）や伊勢湾台風（1959）による災害がこうした研究活動を刺戟している。また，災害を経験するたびに，人為による自然環境の改変が自然災害の発生を助長する側面のあることが指摘されてきた。こうした議論は，1960年頃以降，国土の都市化・工業化が

* 北海道大学大学院環境科学研究科
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

加速され，水害危険地帯たる低湿地への住宅団地の進出，東京・大阪・名古屋などの低地帯における地盤沈下の進行による水害危険度のいっそうの増大，顕著な地形改変を伴う丘陵地や山地斜面への住宅地の拡大，などの現象が現われるに及んで，いっそう強化されるようになった。

1960年代後半から1970年代の初頭にかけての時期は，我が国の国土開発の絶頂期と呼ぶべき時代で，折からの高度経済成長と技術革新を背景に，大規模な工業開発や住宅団地の造成が相次ぎ，都市が過密化する一方で農村の過疎化による衰退が顕著となった。また，新幹線鉄道や高速道路の建設がはじまり，建設用骨材の主たる供給源が河川から地山の採石へと転換したことと併せて，都市周辺だけでなく，沿線地域の農村でも自然景観の変貌が目立つようになってきた。見落され勝ちであるが，この時期は我が国農業の転換期でもあり，丘陵地や山地を対象にした大規模な農地開発，とくに草地や果樹園の造成がはじめられている。ゴルフ場が乱開発に近い形で全国各地に造成されるようになったのも同じ時期である。このほか，石炭や陶土などの露天掘が大規模に行なわれるなど，我が国の自然景観は過去約20年の間に，かつて経験しなかった速度と強度で人工的に改変されてきたのである（田村ほか 1983）。また，こうした土地開発のマイナス効果として，防災・環境保全の両面にわたり，多様な問題が生ずるようになったのである。

こうした問題に対処するため，地質調査所ではいち早く環境科学へのアプローチが提唱され（蔵田 1965），環境地質課を発足させている（1966）。これは我が国で環境科学が抬頭する数年も前のことであり，地質学の分野ではこうして1960年代の後半頃から全国各地で事例研究がはじめられるようになったのである。ただ，地学雑誌上では，上述の問題と真向うから取り組んだ報告は1960年代後半にはまだ現われなく，地質工学を展望した論説（尾原 1967）などが目を引く程度である。一方，地理学の分野では，仙台周辺や多摩丘陵において，1960年代の後半から宅地造成による地形改変を取り上げ，その様式や社会的背景，災害との関連を論じた研究がはじめられた。その後，全国各地で事例研究が盛んになされ，また地質学や工学の分野でも積極的な取り組みが行われるようになった。とくに，1978年宮城県沖地震では丘陵地の造成地盤に被害が集中したことから，各分野から多数の調査研究が行われた（たとえば門村・武内 1983）。この地震災害は，地形改変の地学的研究の重要性を認識させるとともに，造成工法の再検討をうながしたのである。

現代の地形改変の問題に関する研究が1970年代後半からようやく本格化してきたのに対して，千葉（1958）の「はげ山の研究」に代表される歴史時代における自然環境の人為的変貌に関する研究は，地理学では早くからひとつの流れをなしている。近畿地方の古代における地形改変の復元（たとえば日下 1980）や中国山地における近世の砂鉄採掘に伴う地形改変を扱った研究（赤木 1960，貞方 1982）など，いくつかのすぐれた業績の蓄積がある。

なお，諸外国の地理学や地学で，標題のテーマがどのように考えられ，またどのような角度から研究されてきたかについては，西川（1962）の論説や筆者らの展望（門村 1982，門村・武内 1983）などに詳しく述べられているので，ここでは省略する。

II. 最近の動向

1） 直接的改変への地形学的アプローチ

我が国における従来の研究では，人為によって誘起される土砂流送や海岸地形の変化，あるいはこうした変化過程がかかわる災害の問題が注目を集めてきた。一方，地形が人工的に直接改変される過程や背景についての研究は等閑視されてきたきらいがある。最近の日本地理学会人工地形作業グループ[1]の研究活動により，直接改変にかかわる全国的資料が収集され，「人工地形学」の理念と手法に関して顕著な発展が見られた（門村・武内 1983）。

現代日本における大規模開発に伴う地形改変の全国概観を行った田村ら（1983）は，意図的に作られる

「人造地形」と２次的な「人為誘導地形」とを区別し，前者を研究する立場と意義を次のように述べている。『……人造地形を対象とする場合，地形形成環境に相当するのは，既存の自然地形の諸特性のほか，社会・経済情勢，建設技術，法的・行政的規制，さらには文化的・歴史的慣習などであろう。これら自然的・非自然的諸要因の地域的・歴史的変化が，人造地形形成作用（たとえば切土・盛土の規模・様式など）の違いを通じて，人工地形の分布や形態の差異をもたらしていると考えられる。』(p. 224)。彼らは主として宅地・農地開発における土工量のデータに基づいて，1960年頃から我が国の各地で大規模な地形改変が行われるようになり，それが低平地から丘陵地・山地への地形利用の転向とともに進行したことを示した。また，改変の規模や様式が地形・地質特性が同一の地域でも，社会経済的・技術的などの人為的条件の変化によって時代的にも変動することを示唆した。

現代日本におけるもっともドラスティックな人工地形景観は，鉱物資源の露天掘に伴うものであろう。瀬戸地域の陶土・珪砂鉱山における人工地形の形成に対して地形学的アプローチを行った森山 (1983) は，田村ら (1983) とほぼ同様の視点から詳細な検討を加え次のような結論に達している。この地域の鉱山では，零細な採掘業者がそれぞれ狭小な鉱区を所有し，集中的な採掘を行ったため無秩序な深い採掘穴をもたらした一方，法的規制によりベンチの高さや幅，道路の配置，沈澱池の設置などに，全体に共通する規則性をもたらした。また採掘形態が採掘・搬出手段の進歩や法的規制により変化することを明確にしている。

以上の２例は，人工地形がすぐれて社会経済的・技術的産物であり，その形態や分布が，本来，人為的にコントロールされ得るものであることをよく示している。また，ある程度まで，自然の地形形成になぞらえた詳細な人工地形成因論の検討の可能なことを示唆している。

現代の日本でもっとも大規模な土地開発プロジェクトが進められているのは，「山，海へ行く」と称して，背山における土取りとその跡地の住宅開発ならびに土砂による海面埋立て，という二面的な大規模土地造成事業が連動的に行われている神戸市の場合である。田中ら (1983) の報告は，この事例に対する地形学的アプローチを標榜するものではないが，この地域においてこうした事業を押し進めざるを得なかった，あるいはこれを可能にした自然的・社会的背景を克明に描いている。また，この事業が開発と自然保護・景観保全，ならびに産業立地と環境保全という，二組の対立するテーマを調和させつつ，環境影響評価の必要性が唱えられる10年も前の1960年代より，周到な検討と柔軟な対応策の積み重ねによって実行されてきたことが強調されている。この大事業が将来の環境に与える影響については，なお予測し得ないところが多いが，今後の土地開発事業が教訓とすべき点が少なくないものと考えられる。

2) 改変の形態と強度の記述

土木技術による地形の改変は，掘削，切土，盛土，埋め立てという形で行われ，これらの集合により人工地形がつくられる。改変の状態ないし人工地形の性状と分布状況は，改変状況図や地形分類図，断面図などにより記述される。国土地理院の１：25,000～１：10,000土地条件図では，地形分類に人工地形の範ちゅうが設けられ，平坦化地，農耕平坦化地・階段耕作地，切土斜面，盛土斜面，盛土地，埋立地，干拓地，凹陥地などの記号により，改変状況を実態に則して詳細に表現するよう工夫がこらされている。こうした定性的な分類に加えて，盛土深や地盤の強度，安定性などに関する物理量のデータを加えることができれば，地盤災害の予測図としての利用価値が高まるものと思われる。

次に地形改変の強度は，造成工事に伴う切土深や盛土深あるいは切土量・盛土量，これらを平均した表層攪乱深ないしは移動土量を用いて表現されることが多い（たとえば田村ほか 1983)。これはひとつには，こうしたデータが客観的で比較的入手しやすいからである。また，単純なデータであるにもかかわらず，従来の経験から地盤の安定性や土壌侵食の危険度の相対的な大小と比較的よく対応するからである。さきに紹介した田村ら (1983) は，広域土量移動速度（開発地域内の１年当りの平均移動土量）なる指標を用いて，全国の主要都市圏における地形改変の強度を比較検討して，その地域差を生ずる自然的・社会

的条件を探っている。赤木（1980）は，広島都市圏における住宅開発を例に，計画人口1人当りの移動土量を用いることにより，自然地形と社会的要因の両側面から，地形改変の強度を比較することを試みている。

以上のような工事記録や設計図に基づく検討のほか，地形図の比較により起伏量や高度分散量の変化を求め，流域や開発地域の地形変化を定量的に記述する試みもなされている（阪口・大森 1981）。また，阪口・大森（1981）や海津（1982）は，新旧の空中写真や地形図の比較分析によって土地利用の変化を把握し，土地利用を指標とした土地改変度の分級を試みている。こうした分級の意味は，たとえば改変地の緑化修復を行う場合とそこに構造物を建設する場合とではまったく異なるので，目的に応じた分級システムが検討されなければならない。このことは，先きに述べた人工地形の分類についても同様である。

3) 土木建設等関連分野の動向

近年は土木建設の分野においても，社会からの環境保全に対する要望が高まり，また開発事業における環境影響評価の実施が普及してきたことに伴い，環境への影響を配慮した計画や施工法の検討が積極的に進められている。たとえば土質工学会では，1980年に環境地盤工学研究委員会を設置し，1983年8月には「環境保全と地盤工学に関するシンポジウム」を開催して，宅地造成や地下水利用にかかわる環境管理上の問題点などを論議している。また，応用地質学会関西支部（1982）がその創立10周年を記念して刊行した「応用地質学の最近の研究」の中で造成地盤や埋立て地盤の課題が整理されるなど，より良き環境の創造や管理を指向した動きが活発化している。

こうした動向が最近の社会的趨勢の反映であることはもちろんであるが，1970年代以来繰り返して行なわれた，応用地学者や土木工学者を包含した学際的シンポジウム（日本第四紀学会：自然環境の変貌，1972；日本地質学会：土木建設／環境問題と地質学，1974；日本地形学連合：地形変化過程と人工改変，1981など）の効果や，災害科学・環境科学にかかわる研究交流や共同研究の果たした役割も大きいと思われる。さらに，彰国社の土木工学大系（1977，1980）に代表例が見られるように，地理学や地学における環境論や地形と国土利用のあり方に関する考え方，研究手法などが，著作を通して土木工学分野にも浸透するようになったことも見逃せない。

III. 海外における研究と国際協力

最近の地理学では，国内ばかりでなく，海外の学術調査においても，人間活動による自然環境の変貌を主題とした研究が行われるようになっている。東京教育大学／筑波大学のブラジル北東部の調査では，熱帯雨林縁辺—カーティンガ植生地域の開発に伴う土地環境の悪化，“砂漠化”のプロセスが追究されている（松本 1982）。オーストラリアの乾燥地域の周辺では，気候変化と人間活動の相乗作用による砂丘の再活動が想定され（大森 1980），ヨーロッパ人入植以来の土壌侵食が調べられている（橋爪 1983）。広島大学のインド農村調査では，パンジャーブ平原において用水路かんがいに起因する農地の湿地化・塩性化のプロセスなどが研究されている（藤原 1978）。アフリカでも，筆者らにより熱帯雨林—サバンナ地帯の最近の環境変化に果たしてきた人間活動の役割を復元する仕事がはじめられている。

国際レベルの学際的共同研究には，ICSU（国際科学連合）の SCOPE（環境問題科学委員会）プロジェクト，UNESCO の MAB（人間と生物圏）計画などがあり，いずれも最近の人為的環境悪化とその人間社会に及ぼす影響をテーマとして取り上げている。これらのプロジェクトの中で，標題のテーマにもっとも関係が深いのは SCOPE の Land Transformation「土地改変」である。プロジェクトは1979年にはじめられ，1984年末には研究成果が本の形にまとめられる予定であるが，主題とされているのは土地環境の悪化に伴う農業生産力の低下にまつわる諸問題である。こうした背景として，第三世界はもとより，アメリカ合衆国やオーストラリアなど世界の主要な食糧生産地域において，近年土壌の侵食や塩害等に起因するその退化現象が顕著に現われるようになり，世界的に食糧問題に対する危機感が高まっていることがあ

げられる。1930年代の "Dust Bowl" 時代に匹敵するほどの激しい土壌侵食が生じているアメリカ合衆国では，1983年3月にデンバーで「土壌侵食と作物生産」をテーマとしたシンポジウムが開かれるなど，この問題に対する活発な対応がなされている。しかしながら，我が国では，こうした問題がまだ顕在化していないこともあって，農地，とくに新たに造成された草地や畑地の土地生産力の変動や周辺の環境に与える影響についての研究は，まだあまり活発化していない。

国際地理学連合（IGU）の各種委員会の中で，標題のテーマにもっとも関係の深いのは，I. P. ゲラシモフ（ソ連）の主宰する環境問題委員会であり，「自然生態系の人為的改変と管理」（1979年モスコー），「高度に都市化された地域の環境問題」（1980年東京）などを主題としたシンポジウムをもっている。「自然環境の発達営力としての人間」は，国際的に見ても地理学の重要な研究課題であり，1984年パリで開催予定の第25回国際地理学会議（IGC）のメーン・セッションにおける分科会のテーマのひとつにこれが選定されている。1981年9月には広島で日仏地理学会・広島大学総合地誌研究調査室共催の日仏地理学シンポジウム「環境とその管理」が開催され，1982年4月にはフランス地理学会が南仏のエクッサン・プロバンスで「プロバンス―アルプス―コート・ダジュール地域の開発と環境」と題するコロキアムを持って，自然災害の危険度や山地・農村・郊外環境に対する人間のインパクトについて討議している。こうして次回 IGC の開催国フランスでは，従来からの農業開発に伴う土壌侵食の問題や第三世界を対象とした研究に加えて，自国内の都市化やリクレーション開発に伴う環境の変貌とそれがもたらす問題にも関心の対象を拡げている。国際的スケールの比較研究を推進する気運が高まってきたといえる。

IV. おわりに

以上に述べたうち，最近の我が国における関連研究の成果については詳しく紹介しなかったので，注1）の文献により補っていただければ幸いである。また，地質学の分野については最近の重要な成果が落ちている可能性があるのでご指摘をいただければ幸いである。

本文は人工地形作業グループの一連の活動に負うところが大きい。土質工学関係における最近の動向をお教えいただいた名古屋大学植下　協教授とともに，グループの各位に感謝したい。

注

1）1980年6月―1983年3月の間約20人の地理研究者の協力により活動．シンポジウム「地形改変と環境変化」（1981，11）を開催し，次の成果を刊行．門村　浩編：「大規模土地改変に伴う環境変化の比較研究」科研費総研（A）研究成果報告書，1981；雑誌「地理」：地形改変と環境変化特集号，Vol. 27, No. 9, 1982；地理学評論：地形改変特集号，Vol. 56, No. 4, 1983.

文　献

赤木祥彦（1960）：中国山地における砂鉄産地―地形的立地と地形変形―．史学研究，57，47-65.
――（1980）：広島都市圏における宅地造成による地形の改変．地学雑誌，89，348-360.
海津正倫（1982）：松山市北西部における土地改変．愛媛大学「社会科」学研究，4，13-27.
大森博雄（1980）：オーストラリアにおける砂丘の再活動とその気候上の意義について．地学雑誌，89，167-178.
門村　浩（1982）：地形プロセスの人為的改変にまつわる諸問題．地形，3，97-106.
――（1983）：地形改変と環境変化．土と基礎，31，8，1-4.
――・武内和彦（1983）：地形改変研究の動向―その展望．地理学評論，56，199-222.
日下雅義（1988）：歴史時代の地形環境．古今書院，392p.
蔵田延男（1965）：これからの応用地学―環境科学へのアプローチ．地学雑誌，74，198-205.
阪口　豊・大森博雄（1981）：多摩川流域の地形・地質．「環境科学」研究報告集，B-74- R12-4，24-51.
貞方　昇（1982）：斐伊川流域における鉄穴流しによる地形改変．地理学評論，55，690-706.

多田文男（1958）：地形発達史における人力の影響（会長演説）．地理学評論，31，403-405.
——（1964）：自然環境の変貌 —平野を中心として—．東京大学出版会，282p.
田中真吾・沖村　孝・田中　茂（1983）：神戸市域における都市的開発に伴う地形改変 —宅地造成と海面埋立て—．地理学評論，56，262-281.
田村俊和・山本　博・吉岡慎一（1983）：大規模地形改変の全国的把握．地理学評論，56，223-242.
千葉徳爾（1958）：はげ山の研究．農林協会，237p.
土木工学大系編集委員会編（1977）：地域開発論（Ⅰ）地形と国土利用．彰国社，356p.
——（1980）：自然環境論（Ⅱ）人文社会と開発保全．彰国社，318p.
中野尊正（1963）：日本の0メートル地帯．東京大学出版会，224p.
西川　治（1962）：地理学における自然観の変遷．地学雑誌，71，87-101.
日本応用地質学会関西支部編（1982）：応用地質学の最近の研究 —関西地方を中心にして—．202p.
橋爪若子（1983）：オーストラリア，ビクトリア州グレネルグ河流域における土壌侵蝕とその対策．地学雑誌，92，250-264.
藤原健蔵（1978）：インド・パンジャーブ平原における水文循環の変貌．地学雑誌，87，130-151.
松本栄次（1982）：農牧業的土地利用に伴う土地環境の変化．ラテンアメリカ研究，4，53-67.
森山昭雄（1983）：瀬戸市およびその周辺地域の陶土・珪砂採掘鉱山の人工地形．地理学評論，56，243-261.

地学雑誌 92-7 (1983)

グローマー・チャレンジャー号による深海掘削計画の地学に対する貢献

奈須紀幸*

Deep Sea Drilling Project and D/V Glomar Challenger : Contribution to the Earthsciences

Noriyuki NASU

I. はじめに

グローマー・チャレンジャー号による深海掘削計画は1968 (昭43) 年に発足し，時あたかも，その前年からこの年にかけて提唱が行なわれたプレートテクトニクスの発想を次々と実証してゆくという大きな実績を収めてきた。その活動は今日なお継続中である。

その意味でプレートテクトニクスの提唱と，グローマー・チャレンジャー号の深海掘削によるその裏付けは，地球科学の分野における実に大きな貢献と云える。恐らく，数世紀にわたる地学分野の学術的成果の中でも，ひと際目立つ金字塔と称することができる。

かつて，深海底下の物質の採取に関して，人類の手の及ぶ範囲は，せいぜい30m程度にしか過ぎなかった。あとはすべて，音波探査等の間接的手段による調査に頼る以外に手段を持たなかった。

それが，グローマー・チャレンジャー号の登場によって，深海底下の試料が数百m，場所によっては2千m近くも入手出来るようになった。地学の分野にとって，実物が手に入ることほど立場を強くするものはない。このことは地学の研究にたずさわる人々が，日常の経験を通して痛いほど身にしみていることである。

深海掘削計画実施によって得られた成果の最大のものは，プレートテクトニクスの仮説の実証であるが，それでも成果の一部であるに過ぎない。矢張り，実物試料が入手されたことによって次々と明らかにされた層位学上，古生物学上，構造地質学上，岩石学上等の成果の数々は枚挙にいとまがなく，深海底下の地質，地史，地球物理的現象が劃期的に解明されたと云える。古気候や古海流にまつわる古環境等も堆積物中に残された記録の解明からいろいろと明らかにされてきた。

このような全般的な経過については，多くの方々が，多くの文献の中で述べておられるが，筆者が従来紹介したものを参考までに列挙しておく (奈須紀幸 1978c, 1979a, 1982a, 1982b, 1983a, 1983b)。

II. 深海掘削開始への道程

1950 (昭25) 年に発行された海洋地質学の名著に Ph. H. KUENEN の "Marine Geology" がある。この116頁に，1942年，DALY によって著わされた "The Floor of the Ocean" の中の地殻の厚さを示す図が紹介されている。

その中では大陸部の地殻の厚さが約30マイル，大洋底の地殻の厚さは約40マイルと表現されている。昭和25年頃の認識はそのようなものであった。

今日では，大陸部の地殻の厚さが20～60km程度，大洋底の地殻の厚さは4～10km程度とされ，大洋底の

* 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo



写真1 グローマー・チャレンジャー号

地殻の厚さの方がはるかに薄いことが判明している。そのような解明が進んだのは昭和25年頃から昭和30年頃にかけてのことである。

1955(昭30)年当時，米国カリフォルニア大学スクリップス海洋研究所に自然発生的な形で Miscellaneous Society (雑学会) というものが組織されていた。学会等では発表しにくいような思いつきや大胆な発想を語り合う目的で発足したものである。

ここで，海洋物理学の分野で天才の名をほしいままにしていた W. MUNK 教授が，「聞くところによると，最近，海洋底地殻の厚さは4～10kmということが判明した由である。しからば，4～5kmの厚さの水の上にボーリング船を浮べて，total 8～9kmほどのボーリングパイプで掘削を行なえば，海洋地殻の試料と，モホ面の下のマントル物質の最上部まで入手できるではないか，それを実行されては如何」という発言を行なった。

これを受けて立ったのが，スクリップス海洋研究所の R. REVELLE 所長と，コロンビア大学ラモント地質学研究所の M. EWING 所長である。この2人のまわりには，この計画を実行に移そうとする熱意に溢れた人々が多数参集した。何故なら，2人とも既に地球科学の分野では世界の top level にある学究であったからである。

これらの人々は苦労を重ねて NSF (米国科学財団) や科学アカデミーと予算獲得の折衝を続けた。そして，1959 (昭34) 年，戦後始めて行なわれた World Oceanographic Congress の第1回会議の席上，REVELLE 所長が「深海掘削実施案」の発表を行なった。場所はニューヨークの国連会議場であった。筆者もその場に居合わせる幸運に恵まれた。

III. 深海掘削の開始

1950年代の後半に入ってから，大陸棚下の油田開発のためにボーリング船の建造および使用が始まっていた。

スクリップス海洋研究所は，こうした船の1隻であるカス1号 (CUSS I) を改装して深海用のボーリング船に仕立て直した。3,000トンの船であるから大型ではない。

通常の推進プロペラの他に，片舷2ヶ所宛舷外プロペラを装着した。いわゆる外洋において self positioning を行なうためである。

船の周辺4ヶ所に設置されたブイから，水中では音波の反射音を，海上では電波の反射波を船上に集計して，コンピューターで所定位置からのずれを計測する。すると，直ちに舷外推進プロペラや本来の推進プロペラが適切に作動して船位を絶えず原位置に復帰させるように改装された。これはまさに，コンピュ

ーターがあってこそ出来る仕事であって，技術の進歩がもたらした大きな進展のひとつと云えるであろう。

1961（昭36）年，カス1号は，ハワイとメキシコの間の太平洋底で世界初の深海底ボーリングを実施した。ボーリングパイプの先端のビットが3,560mの海底に触れたのは1961年3月28日午後12時15分のことであった。

ロータリーボーリングが続行され，次々とコア試料が得られた。海底下171mのところでいわゆる海底下第二層の玄武岩の層に達した。その時までに，2,500万年の過去にさかのぼる古生物試料が得られていた。それから4回にわたって第二層に穴がうがたれ，6.1mの長さの玄武岩のコアが得られた。掘削深度は177mであった。ボーリング孔の中では種々の検層が行なわれた。

この付近の大洋底堆積物の堆積速度は千年につき1cm程度である。

このカス1号のオペレーションの詳細については筆者が訳本を出したので機会があれば御参照頂きたい（ウィリアム・J・クローミー，奈須訳　1966）。

深海掘削の第1歩は成功した。が，モホ層まではほど遠い道程である。研究陣は，より大型のボーリング船の建造にとりかかったが，当時，米国はベトナム戦争による戦費の出費が多く，深海掘削の計画はいったん打切られた。

IV. 深海掘削計画

REVELLE 所長や EWING 所長らは，上記の計画打切りにめげることなく，いったんモホ面まで到達する計画は棚上げにしたが，カス1号で得られた技術を global に適用して，全地球規模で，深海底下に数百mの深さの孔を数百点あけて試料を得る方向への転換をはかった。それは，微化石試料等を活用して深海底下の層序を確立するうえできわめて有効なオペレーションとなり得ると判断したからである。

まず，JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling) が組織された。直訳すれば「深海底サンプリング海洋研究所共同研究機構」となるのであろうか。すなわち米国内の幾つかの海洋研究所や海洋学部を統合して計画の推進に当ったのである。

立案は1964（昭39）年から発足した。予算もある程度ついて，1965（昭40）年からカルドリル号を用いて深海掘削の準備的段階のボーリングテストが繰り返された。

スクリップス海洋研究所は JOIDES の諮問に答える形で，1965（昭40）年，NSF に対して深海掘削計画 (Deep Sea Drilling Project) の立案・実施を提唱した。略称 DSDP という。これは NSF の認めるところとなり，スクリップス海洋研究所は深海掘削計画 (DSDP) の実施機関となった。

海洋石油掘削に多くの実績をもつ Global Marine 社が建造中であった1万トンのボーリング船がこれにあてられることとなり，通常の船橋の前に実験室が増設された。self positioning の設備もついた。新船の名称はグローマー・チャレンジャー号 (Glomar Challenger)。グローバル・マリーン社の名をとってグローマーとし，近代海洋学の幕明けの役目を果した英艦チャレンジャー号の名にあやかってチャレンジャーの名を後に付けたのである。

1968（昭43）年8月から深海掘削の実施のために船出した。1航海（Leg と称する）は平均2ケ月弱，従って年に平均6航海をこなす。

以来約15年の歳月が流れた。が，この間，航海関係乗組員，ボーリング作業班は2組あって交替で乗船する。科学者や技術者は次々と顔ぶれを変えて乗船する。従って，船自体は休むことなく連続して作業を継続してきたのである。その間に人々に膾炙する大きな成果を挙げ来ったのである。各航海の成果は Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project として米政府印刷局から発行される。その数は既に70数巻に及ぶ。このシリーズは将来，英国の Challenger Reports にも比肩されるものとなるであろう。

V. プレートテクトニクス発想への道程

プレートテクトニクスの発想の渕源はゴンドワナ大陸の提唱に始まる。1883年，E. SUESS は古生物学的研究と氷河堆積物の分布の状況から，石炭紀からジュラ紀にかけて，北方の大陸群と南方の大陸群は分離していた，という構想を発表した。彼は南方の大陸群に対して，当時それはひとつの大きな大陸を形成していたものとしてゴンドワナ（Gondowana）の名称を与えた。

現在，南方の諸大陸の間に介在する大洋はゴンドワナ大陸の諸部分が沈水した地域であると考察した。

A. WEGENER は 1912年，大陸移動説を発表した。1915年には本としてまとめている。この中で WEGENER は，現存する各大陸は，古生代末期，彼が Pangea と称するひとつの超大陸としてまとまっていたものが，中生代，新生代を通じて，ひび割れが入り，分離・移動して現在の位置まで達したものであると考えた。ウェゲナーの大陸移動説は，き誉ほう貶に包まれて40年程の歳月を経たのち，1955(昭30)年頃，古地磁気学の研究の結果，その真実性が裏打ちされて復活したことは人々の記憶に新らしいことである。

ウェゲナーは，ゴンドワナ大陸に関してジュースほど大規模な面積は考えず，現在の南方の大陸を寄せ集めた程度の面積を想定していた。しかし，ウェゲナーの大陸移動の発想に関してジュースの提言が大きな動機となっていることは疑う余地のないところである。

J. JOLY は1928年，マントルの中に熱対流の存在することを予測した。A. HOLMES は，この熱対流とウェゲナーの大陸移動説を結びつけ，1929年，熱対流の上昇部で大洋底は新生し，それが拡大して大洋底は拡がるので，結果として大陸は分離移動するのであろうという新説を発表した。まさに大洋底拡大説の構想そのものである。しかし，大洋底の資料が余りにも乏しかったことと，翌1930年，ウェゲナーが没したこともあって，人々の注目するところとはならなかった。

1955（昭30）年頃，古地磁気の研究によってウェゲナーの大陸移動説の正当性が見直された頃，その前後の10年間ほどの間に大洋底の地形や地質が随分と明らかにされた。とくに B. HEEZEN による中央海嶺系の発見は偉大な業績である。

1961（昭36）年から翌62年にかけて R. DIETZ と H. HESS は相ついで大洋底拡大説を発表した。これは，中央海嶺系中軸において大洋底は新生し，マントル対流にのって両側へ拡大してゆくとするものであった。ただし，拡大する固形の部分は厚さ4～10kmの地殻であるとした。大洋底の地殻の大部分は海洋性玄武岩質であり，拡大の速さは年間数cmであると推定した。

拡大する大洋底の他端は，大陸地殻と付着してそのまま水平方向に移動するか大陸地殻の下へ斜めに潜没（subduct）するかである。ごく限られた地域では，のしあげる（obduct）ところもある。潜没帯ではよく海溝が形成されるとした。

この DIETZ＝HESS による大洋底拡大説は，HOLMES のそれと着想はほとんど同じであるが，数多くの深海底の実資料に基づいているところが大きな違いであった。

この考え方から，直ちに，潜没する大洋底地殻にひきずり込まれる上部の大陸地殻の下面が時折り反発して地震の頻発する和達＝ベニオフ面を形成すること，および，ある程度の深さに達すると，熱と圧力の在り方に左右されてマグマが発生し，上部に火山地帯を形成することが理解された。

潜没帯をもつ大陸と大洋底の境界を活動縁辺域（active margin），静穏な大陸・大洋底の境界を非活動縁辺域（passive margin）という。

それから数年の間に，トランスフォーム断層の存在や，ホットスポットの存在やオフィオライト大洋底起源説が指摘されたが，ここでは詳細を略す。

ところで，拡大移動する大洋底の固形部分を厚さ 4 ～10km の地殻のみとすると，力学的な説明を行なうには無理な場合が多く存在することが判明してきた。

そこで，プレートテクトニクス（plate tectonics）なる新説が提唱された。1967（昭42）年から68（昭43）年にかけてのことである。MCKENZIE & PARKER, MORGAN, Le PICHON らが相次いでこの考え方を発表した。中でも Le PICHON は地球表層全体を数枚のプレートに分割し，それぞれのプレートに名称を付し，それらが相対的に運動していることを示した。

プレートの厚さは地殻と上部マントルの１部を含めて厚さ70～200kmに及び，その下部にほぼ同じ厚さのアセノスフェアが存在する。プレートは固形であり，アセノスフェアはところどころにマグマが発生していて全体的にやや軟弱な層を形成し，低速度層をなし，マントル対流もこの層の中を主として横方向に流動しているのであろうという考え方である。プレートテクトニクスの着想は，低速度層の存在に着目することから生れた。

このプレートテクトニクスは，大洋底拡大説の延長上に生れたものであるが，その欠陥をよく補い，力学的な動態も矛盾なく説明できるものとなった。もとより，トランスフォーム断層やホットスポットにあるいはオフィオライト大洋底起源に関しても，よく調和して説明することが可能であった。

プレートテクトニクスの提唱と，グローマー・チャレンジャー号による深海掘削計画は偶然にもその出発の時を同じくしたのである。

プレートテクトニクスの内容を説明した文献は数多く存在するが，上田・水谷（1978）など参照すれば，その内容をよく理解することができる。

VI. 深海掘削計画によるプレートテクトニクスの実証

プレートテクトニクスにとっても深海掘削計画にとっても，その出発の時を同じくしたということは両者にとって幸であった。理論と実証の補完関係が見事に成立したからである。その間の事情については，例えば，岩波科学の1974年４月号に"特集：深海底下に記録された地球の歴史"として詳述紹介が行なわれている。

エッセンシャルなポイントのひとつは，中央海嶺中軸部から距るにつれ，堆積物最下部の微化石の年代が順次古くなること，それら微化石の直下の枕状溶岩の絶対年代もそれぞれの微化石の年代と同じであり，従って，中軸部より距るにつれ古くなるということを，ボーリング試料から実証したことにあった。この事実の発見は，プレートテクトニクスの妥当性をもっともよく証明したものであり，ひいてはその原型である大洋底拡大説および更にその源流であるウェゲナーの大陸移動説の支持に根拠を与えるものとなった。

また，活動縁辺域における掘削結果としては，海溝軸の大洋底側に大洋底プレートの上層である海洋性玄武岩が存在し，海溝軸の大陸側や，島弧側では，大陸プレートの上層として特徴的な堆積岩や火成岩が得られた。このことは大洋底プレートが海溝付近で大陸プレートの下へ斜めに潜没するというメカニズムを矛盾することなく説明できる材料を提供した。

非活動縁辺域ではコンチネンタルライズの付近に大洋底プレートと大陸プレートの境界が存在することが掘削の結果，追々と明らかにされつつある。

このように，深海掘削計画によって得られた試料が，次々とプレートテクトニクス説の正当性を実証していったことは，グローマー・チャレンジャー号による深海掘削結果が，地学に寄与した最大の功績である。

が，深海掘削計画の結果は，ひとり，プレートテクトニクスの実証のみにとどまるものではなく，地学のいろいろな面において大きな貢献を行なった。

地中海がかつて乾燥した陸地であった時代があり，それが後に水没した地域であることは，グローマー・チャレンジャー号による掘削試料が得られるまでは知られざる事実であった。

南極大陸の周辺の陸地が分離分散した後に環極海流を生じ，そこから水分の供給が行なわれるようにな

ったので南極大陸の上に氷冠が発達したという事実も深海掘削試料の解析から判明したことがらである。これらはほんの数例である。

VII. 国際深海掘削計画の発足と日本の参加

1971(昭46) 年12月，当時，海洋研究所長をしていた筆者のもとに１通の手紙が届いた。深海掘削計画を実施しているスクリップス海洋研究所長 W. NIERENBERG 氏からのものであった。その中で氏は，1975(昭50)年から当計画を国際化したいこと，日本も是非参加して欲しいこと，分担金は１国につき年間100万ドルであること，名称を International Project of Ocean Drilling としたいこと等が述べられていた。

この深海掘削計画の意義と成果の重大さについては少からざる尊敬の念と理解を持っていたので，責任を感じた筆者は，各方面に日本の参加の必要性と効果を説いた。

1975（昭50）年，予定された時期から日本の参加は実現した。名称は International Phase of Ocean Drilling（IPOD）と変っていた。ここに至る迄に示された日本の研究者の参加への熱意，東大海洋研の教授会と東大本部の支持，文部省・大蔵省当局者の理解と予算措置，測地学審議会等の支援については筆者は未だに深い感銘を以て当時の経過を回想するものである。

年100万ドルの分担金は NSF へ振込まれ，見返りに Initial Reports 等を100冊宛日本に寄贈すること，JOIDES の EC（理事会），PC（計画委），その下部機構の諸パネルに各１名の参加の権利を有すること，各航海に少くとも１名の乗船研究者を参加させ得ること等が定められた。Initial Reports は現在，諸大学・研究機関に配布されている。

日本側の世話の窓口は東大海洋研究所と定められた。IPOD 国内研究連絡会が実質的な世話に当っている。参加国は米国が中心であるのはそれまでの経緯から当然のことであるが，日本の他に英，仏，西独，ソ連である。計６ケ国の国際共同研究計画となった。

目的は当初から変らず，純学術的に深海底下の地球科学的研究を実施するというものである。

日本の参加等に関する経緯については，筆者が幾つかの著述を行なっているので，参照されたい（奈須 1974, 1976, 1979a, 1979d)。

VIII. グローマー・チャレンジャー号による日本周辺海域の掘削

IPOD の開始前，1973（昭48）年の中頃，グローマー・チャレンジャー号は日本付近に来航し，四国南方と日本海の掘削を実施している。Leg 31航海である。

IPOD に入ってからは，1977（昭52）年から翌78（昭53）年にかけて，グローマー・チャレンジャー号は再来日し，Leg 56, 57航海で日本海溝を中心とした掘削を実施し，Leg 58で四国南方の四国海盆や大東海嶺域の掘削を実施した。

1982（昭57）年にも再び日本付近に来航し，Leg 87航海で南海トラフと日本海溝を中心とした掘削を実施した。

それらの成果は何れもそれぞれの Initial Reports や内外の専門の学術雑誌の中に詳述されている。が，Leg 87の Initial Reports は発行までにまだ１～２年かかるものと予想される。

Leg 31については，岩波・科学の1974年４月号に氏家氏の紹介があり，Leg 56, 57, 58に関しては海洋科学の1979年９月号と10月号にそれぞれ参加者によるまとめが述べられている。

Leg 87航海までの成果をとり入れたまとめは，岩波・科学の1983年７月号に“特集：日本列島周辺の海洋底”と題して詳述されている。

筆者も上記の海洋科学の中で IPOD の成果についてまとめた（奈須 1979b, 1979c)。

筆者は Von HUENE とともに Leg 57航海の Co-chief scientist をつとめた。日本海溝域の掘削である。この航海の成果は筆者が名を連ねたものだけでも次のように多数にのぼる（Von HUENE・NASU

1978, Scientific Party 1980, 奈須・本座・藤岡・佐藤 1979, LANGSETH・Von HUENE・NASU・OKADA 1981, Von HUENE・LANGSETH・NASU・OKADA 1982, 奈須 1982)。

グローマー・チャレンジャー号による日本周辺の深海掘削は，世界の典型としての潜没帯の実態を随分と明らかにした。

1977（昭52）年，SEELY は有名な付加体（accretional wedge とか accretional prism という）の概念を発表した。すなわち，潜没する大洋底プレートの上面は，少しづつ剝離して大陸プレートの下面に付加して付加体（付加帯とも書く）を形成する，というものである。

島弧等は大陸プレートの一部であるが，その構成の主体は付加体であり，従ってその内容は元来，深海底の構成物であったものである，という概念が含まれている。

筆者らが参加した Leg 57航海では，掘削点348・349で dacite（石英安山岩）の角礫に覆われた白亜紀と漸新世後期の間の不整合面が発見された。筆者らはこの往古の陸地に対して“親潮古陸”なる名称を与えた。

この dacite の年代は小嶋　稔によると22Maであった。従って，現在の位置における日本海溝の形成は22Ma以降のことであると判断している。

また，このような掘削結果とマルチチャンネル音波探査の結果を綜合すると，日本海溝の陸側斜面下での付加体の体積は小規模のもので SEELY の典型的モデルとは符合しないものであることが判明した。

これに対し，南海トラフの陸側斜面下における付加体の存在は大規模なもので，SEELY のモデルと符合するものであることも追々と判明しつつある。

日本周辺海域における深海掘削の結果は，現在，日本の地史の理解について根本的な見直しを迫るようなインパクトを与えつつある。既にそのような改変を示す論文が続々と発表されつつある現状が，その辺の事情を雄弁に物語っている。

もとより，学問の世界のことであるから，種々の見方があり，解釈があり，意見が存在することは当然のことである。それは相互に容認さるべきことであると筆者は考える。しかし，何よりも大切なことは実物による実証である。優れた構想や理論が，科学を飛躍的に発展させることも事実であるが，地球科学の分野においては，繰り返すが実物試料に基づく実証が何物にもまして雄弁に自然の実態を語りかけてくれるのである。

その意味で，グローマー・チャレンジャー号が提供してくれた掘削試料の持つ意義は大きい。

IX. 国際協力研究の体験

1975（昭50）年に国際深海掘削計画(IPOD) がスタートしてから，多数の日本人研究者がグローマー・チャレンジャー号の航海に参加した。その数は数10人にのぼる。

日本国内における IPOD への研究者の参加は自由であり，現在200名近い数となっている。

通常，国際協力の多くは国際会議の形でもたれる。が，この IPOD では，いわゆる“同じ釜の飯を食い”ながら生活をともにして協力研究を行なうのである。

この体験は貴重である。そのような意味で日本側が得た benefit も大きいが，また逆に日本の研究者が寄与した功績も大である。

IPOD は国際共同研究のよい意味でのモデルとなった。その中の一員として日本が参加したことの意義は大きい。

X. 次の段階への飛躍

グローマー・チャレンジャー号による深海掘削は偉大な功績を残しながらも，そろそろその終盤に近づきつつある。1人の人生と同じく，1隻の船の life にも限りがある。何10年にもわたって使用に耐えるも

のではない。

そこで，より大きく，より新らしい船を用いて次の段階への飛躍が計画されている。名付けて "Ocean Margin Drilling (OMD)" という。"海洋縁辺域掘削計画" とでも訳すべきであろうか。

数年後にはグローマー・チャレンジャー号による深海掘削計画はこの OMD に引継がれ，大陸・大洋境界域の研究に重点を置いて推進されるであろう。もとより，日本も含めて従来の参加国の継続参加が望まれているし，それ以外の国々の新規加入も歓迎されている。

前記，岩波・科学の1983年7月号は "特集：日本列島周辺の海洋底" と題してはいるが，他海域の掘削に参加した日本人研究者の研究内容をも包含している。その中で筆者も巻頭言(奈須 1983c) を受け持ったが，それは，この時点で，従来の成果をまとめ，次の飛躍に備える心積りで述べたものである。

同じような意味で，現在の時点で，グローマー・チャレンジャー号によって得られた海洋縁辺域の成果をまとめるため，1983年11月21—23日にわたって国際セミナールとしての王子セミナールを開催した (NASU・KOBAYASHI・UYEDA・KUSHIRO・KAGAMI 1983)。多くの人々が原稿を持ちよってくれたので1984（昭59）年の中にはまとめて出版する予定でいる。

これもまた，次の段階への飛躍に備えて，現時点までの成果を取まとめておくための行動であった。

OMD への日本の引続いての参加を切に願うものである。

引用文献

LANGSETH, M. G., Von HUENE, R., NASU, N. and OKADA, H. (1980) : Subsidence of the Japan Trench forearc region of Northern Honshu. *Oceanologica Acta*, Proceedings 26th International Geological Congress, Geology of Continental margins symposium, Paris, July 7-17, 173-179.

奈須紀幸（1974)：深海掘削計画 DSDP の国際化．科学，44，236-237.

—— (1976)：対話「国際深海掘削計画 (IPOD)」．海洋科学，8，7-13.

—— (1978)：国際深海掘削プロジェクトについて．東レ科学振興会科学講演会記録（1978，10・11)，1-15.

—— (1979a)：国際深海掘削計画 (IPOD)．学術月報，31，28-40.

—— (1979b)：対話「深海掘削」—IPOD の成果—．海洋科学，11，700-704.

—— (1979c)：対話「続・深海掘削」—IPOD の成果—．海洋科学，11，781-786.

—— (1979d)：IPOD の諸資料．海洋科学，11，870-873.

—— (1982a)：日本海溝を掘る．地底への冒険，(204p.)，リブロポート，33-80.

—— (1982b)：動く大洋底．海洋科学技術センター創立十周年記念特別講演会講演要旨，15p.

—— (1983a)：海底の科学．素晴らしき海底の世界 (160p.)，日本テレビ放送網，65-82.

—— (1983b)：国際深海掘削計画．東京大学学内広報600号記念特集，東京大学の国際化—歴史・現状・展望 (72p.)，47-48.

—— (1983c)：深海掘削と日本列島．科学，53，417.

——・本座栄一・藤岡換太郎・佐藤俊二（1979)：日本海溝の深海掘削—2，—親潮古陸の発見—．海洋科学，11，807-815.

NASU, N., KOBAYASHI, K., UYEDA, S., KUSHIRO, I. and KAGAMI, H. (1983) : *OJI International Seminar of the Formation of Ocean Margins.* Supported by The Japan Society for the Promotion of Science and The Fujihara Foundation of Science, Published by The Ocean Research Institute, University of Tokyo, 105p.

Scientific Party (1980) : *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 56, 57.* Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1417p.

ウィリアム・J・クローミー，奈須紀幸訳(1966)：地球内部の探検—モホール計画—．時事新書，259p.

上田誠也・水谷　仁編（1978)：地球．岩波講座・地球科学Ⅰ，岩波，318p.

VON HUENE, R., NASU N. et al. (1978) : Japan Trench transected, on Leg 57. *Geotimes*, 23, 16-21.

——, LANGSETH, M., NASU N. and OKADA H. (1982) : A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 829-846.

地学雑誌 92-7 (1983)

元素存在度からみた最近の宇宙科学

田 中 剛*

Recent Progress in Cosmogony in View of Chemical Features

Tsuyoshi TANAKA

I. はじめに

最近の宇宙科学には，かつて月試料の研究が広く行なわれていた時のようなはなばなしさはない。しかし，今日の宇宙科学は以前に化学と生物学と物理学の間に分子生物学が生れ，1つの学問分野として定着したように，地質学を含むいくつかの既成学問分野にまたがって，確固とした根をおろしつつあるように見える。その要因としては，他の科学にも共通することであるが，第1に先導的で優れた仮説が提案されたこと，第2に研究の的を射た試料が得られたこと，そして第3には優れた装置と技術が揃ったことにある。以下に元素存在度という地質学にも共通する立場からそれぞれの要因を解説し，最近の宇宙科学，特に太陽系生成時期に主点をおいた研究を概観したい。

II. 宇宙科学の発展を支えた技術

今日の宇宙科学の発展の基は1969年に始まった。人類が月試料を初めて手にしたのが同年7月20日である。以来，380kg余の試料が地球に持ち帰られた。それを待ち受けていた研究グループが 154 (Principal Investigator の数)，研究最盛期の1972年には日本の4グループを加え200を越す研究グループがその成果を競い合った。そこでは月試料の化学的取扱い，特にその低汚染処理，高感度・高精度分析等において著しい進展がみられた。たとえば $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位体比を0.01%以下の誤差で測定する場合，0.02ng以下の汚染で試料処理ができること。感度においても，測定精度が0.1%で良いならその試料の量は岩石（鉱物）として，数μg で良いという所まで高められた。試料の非化学分離による試料の直接塗布法による希土類元素の定量や，Ca・Mg・Pb同位体比の測定技術の進歩も著しいものであった。

中性子放射化分析法も月試料の処理の過程において進歩した技術の1つである。最近では高分解能の測定装置の普及と相まって，非破壊で数 10μg の試料中の30余元素が数パーセント以内の誤差で定量できるまでになった（第1表）。もちろん化学処理を行えば，より感度よく精度の高い値が得られる。これは地質学で広く用いられている EPMA や，用いられつつある IMA が非破壊で数～数10μm の試料分解能を持つことを考慮すれば，化学分析と，いわゆる非破壊分析の領域がごく接近してきたと言えよう。そして，1970年代後半，月試料の研究に携わった研究者の多くが，プロジェクトの縮少とともに，その知識と技術をもって，一部は地球形成初期の火成作用の研究へ，一部は隕石を用いた宇宙科学の研究へと転進していったのである。

III. 宇宙科学の発展を契機づけた試料

1969年には前述の科学の進歩における第2の要因においても画期的な事件があった。Allende 隕石と Murchison隕石の落下である。前者は同年2月8日にメキシコに落下したもので，炭素質コンドライトの

* 地質調査所技術部 Geochemistry and Technical Services Department, Geological Survey of Japan

第1表　中性子放射化分析法（非破壊）による Allende 隕石中の極微少包有物（重量 24.3μg）の分析例（DAVIS et al. 1982 による）

Na_2O*	6.83 ±.12	Fe*	8.178 ±.027	Ba	9.1 ±4.4	Tm	3.73 ±.12
MgO*	<4.0	Co	58.62 ±.13	La	16.65 ±.26	Yb	21.73 ±.42
Al_2O_3*	23.93 ±.36	Ni	555 ±40	Ce	<2.1	Lu	4.240 ±.090
CaO*	19.3 ±1.6	Zn	149 ±30	Nd	<68	Hf	23.66 ±.15
Sc	704.3 ±.2	Br	9.6 ±1.2	Sm	17.67 ±.04	Ta	3.328 ±.072
TiO_2*	10.78 ±.26	Sr	27 ±13	Eu	2.567 ±.025	Os	<1.8
V	<32	Zr*	0.124 ±.010	Gd	24.1 ±6.2	Ir	1.368 ±.011
Cr	38.6 ±3.7	Ru	3.0 ±1.5	Tb	4.157 ±.099	Au	<0.045
Mn	897 ±24	Cs	<0.10	Dy	32.1 ±1.3	Th	4.28 ±.21
						U	<0.48

単位は ppm，但し＊印の元素は％　誤差は測定時の計数誤差（1σ）を示す

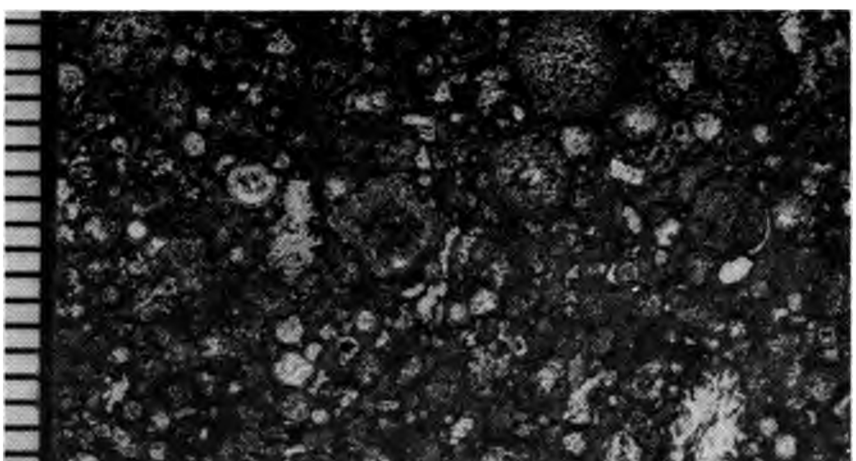


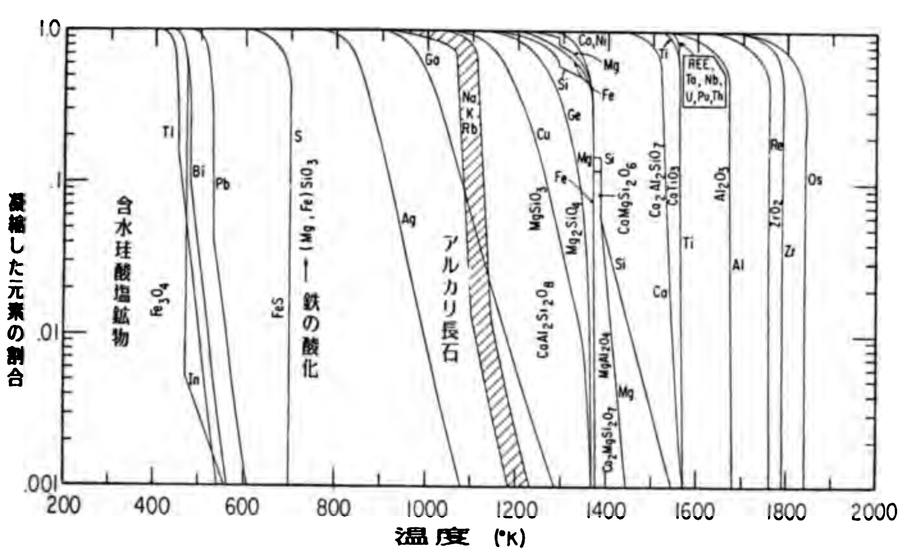
写真1　Allende 隕石の切断面　スケールは 1mm

タイプⅢと区分される。後者は同年9月28日にオーストラリアに落下したもので，同じく炭素質コンドライトのタイプⅡと区分される。両隕石とも，その落下当初は月試料のはなばなしさに，その存在はとかく薄れがちであったが，4,000kg以上と推定される Allende 隕石の回収量は，それが広く世界の研究者にゆきわたる一因となった[1)]。

Allende 隕石の切断面を写真1に示す。形・大きさ・色において種々の異なったタイプの包有物の集合体であることがわかる。それらが微粒黒色のマトリクス中に埋め込まれている。大体，マトリクス60%，コンドルールと呼ばれる，隕石に特徴的な球形粒子30%，白く不規則な形をした包有物10%から構成されている。マトリクスは鉄に富むかんらん石（平均して Fe_2SiO_4　50%）で，コンドルールはマグネシウムに富むかんらん石（平均して Fe_2SiO_4　9%）を主体として構成されるものが多い。白い不規則な形をした包有物には多種類の Ca-Al 鉱物が含まれている。現在までの研究者の主な興味はこの mm から cmサイズの包有物に向けられてきた。包有物のなかには，世界のいくつかの研究所で，異った手法を用いて研究されたものもあり，例えば "HAL" のように世界的に通用する個有名を持つに至ったものもある。これらの包有物は冷却しつつある原始太陽系星雲の逐次凝縮による，ごく初期の生成物であると考えられている。これは顕微鏡下で観察される鉱物生成の前後関係とも一致することが認められ，次節で述べる2つの考えを支えている。

IV．宇宙科学の発展を促した仮説

始源的な隕石と太陽大気の観測から推定される元素の宇宙存在度をもつ高温の星雲が，冷却していった場合，どのような鉱物がどのような順序で生ずるかは熱力学的に計算することができる。この手法はシカゴ大学の LARIMER によって最初に試みられ，GROSSMAN により発展させられた。第1図に GROSSMAN and LARIMER（1974）による結果を示す。10^{-4} 気圧の全圧を持つ高温の原始太陽系星雲の冷却を仮定すると，1671°Kでコランダム（Al_2O_3），1557°Kでペロブスカイト（$CaTiO_3$）が凝縮を始める。1528°Kでコランダムは，残りのガスと反応し，メリライト（$Ca_2Al_2SiO_7$）を生成する。メリライトはその端成分の1つオケルマナイト（$Ca_2MgSi_2O_7$）成分が多くなるにつれ，Al はスピネル（$MgAl_2O_4$）として，メリライ



第1図　平衡凝縮モデルにもとづく元素の凝縮過程
凝縮線の低温側に記したのは生成する化合物を示す（GROSSMAN and LARIMER　1974による）

トの結晶外へ排斥される。又，メリライトは残りのガスと反応し，輝石 ($CaMgSi_2O_6$) を作る。ここまでを凝縮の第1段階と考えよう。 Os, W, Zr, Re, 希土類元素なども金属や酸化物として凝縮したり，平行して凝縮している主要元素鉱物に取り込まれることにより固相に移る。ここまでに凝縮する元素の量は，気体を除く宇宙存在度の10%（重量）で，熱力学的に計算された鉱物種は写真1に示したAllende隕石中の白色包有物を構成する鉱物種に一致する。なお，前述のようにAllende隕石中の白色包有物のモードも10%である。したがって白色包有物 (Calcium-and Aluminium-rich inclusion ; CAI) を構成する鉱物を高温凝縮鉱物という[2]。

温度が1365°Kで金属鉄，1361°Kでフォーステライト，1294°Kでエンスタタイトが凝縮を始める。Murchison隕石にはきれいに生長した自形の上記結晶が多量に含まれる。これらにはほとんど酸化鉄が含まれず，顕微鏡でみると結晶の中央部に金属粒がみられることがあり，鉱物凝縮順序の理論による推定が正しいことを裏付ける（写真2）。

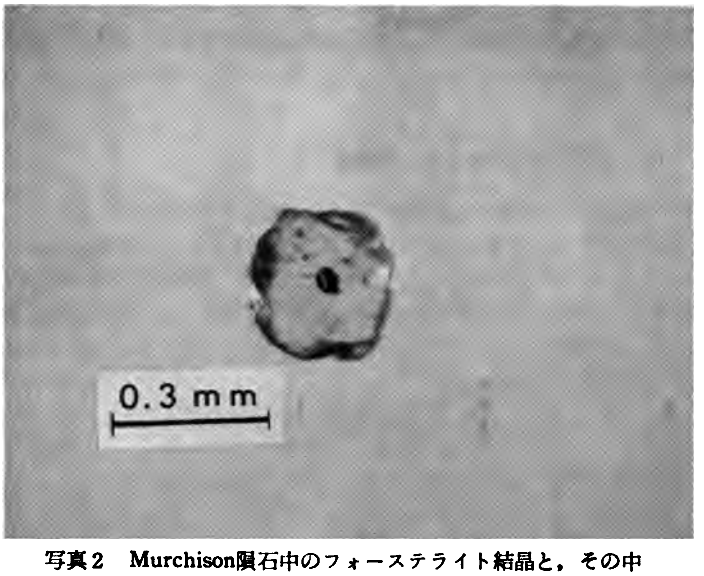


写真2　Murchison隕石中のフォーステライト結晶と，その中心にある金属粒

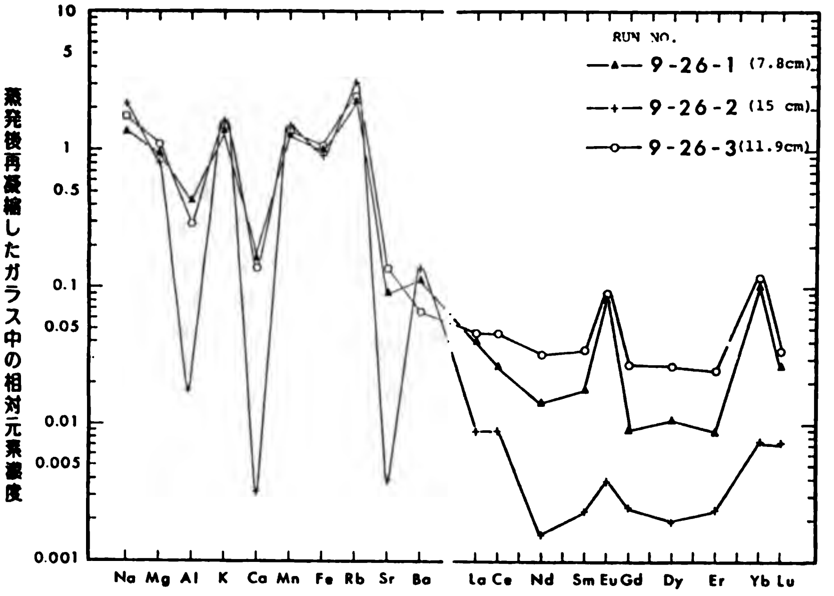
原始太陽系星雲が1000°K以下になると，水素の1部は水やメタン分子になる。結果として，相対的に酸素分圧が増加するので，金属鉄が酸化され，先に凝縮したフォーステライトとエンスタタイトに固溶する。又，硫黄が鉄とともにトロイライト (FeS) を生じ，それに伴って鉛・ビスマスといった揮発性元素が金属粒あるいは固溶体として凝縮する。ここに述べたものはいずれも写真1の黒っぽい色をしたマトリクス部分に含まれている。

上に述べた凝縮過程は，熱力学的な平衡関係を仮定して計算されたものである。大筋においては鉱物の観察結果とも合致するが，熱力学的データーの不足から，現実には隕石中に存在するものの，ここでは取扱かわれていない鉱物もあり，又，鉱物形態からみて，急成長したものも存在する。今日，宇宙科学における原始太陽系時代の研究は，

1) 非平衡凝縮の場合はどうなるか，
2) 一方的温度低下だけでなく，再加熱（温度の一時的上昇）があった時どうなるか，
3) 実験的に物質を蒸発・凝縮させた時，その結果と隕石鉱物や理論値の関係はどうか，
4) 雰囲気の異る条件下での凝縮はどうか，
5) 凝縮した鉱物の付着・成長過程はどうか，

等の観点から，物理学者，化学者，鉱物学者の協力のもとに進められている。

真空中で天然の玄武岩を蒸発させ，さまざまな条件下で再凝縮させた物質中の元素存在度を第2図に示す。Na, K, Rb などは気化し易く，るつぼから遠方まで飛翔するが，Ca, Al, Sr, 希土類元素は気化しにくく，すぐ凝縮する元素であることがわかる。この結果は定性的に前記凝縮モデルや隕石の観察結果と一致する。このように，隕石を構成する鉱物の多くが，地球におけるマグマ溜りでの鉱物の晶出のよう



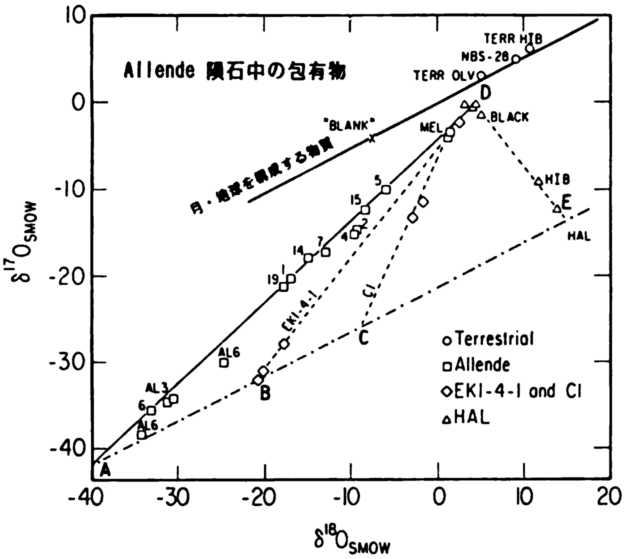
第2図　真空中で玄武岩 (JB-1) を蒸発させ，蒸発るつぼとコレクター間の距離を変化させて補集した物質中の JB-1 に対する元素濃度 (MASUDA and TANAKA　1979による)

に，均質な高温ガスの冷却にしたがって，次々と生じたように思われた。しかしここに最近の宇宙科学を方向づけた1つの出来事があった。

V. 宇宙科学の展開を方向づけた発見

地質学では，岩石・鉱物・鉱床あるいは，石油・石炭・化石，さらには地下水などの起源と生成過程を調べるために，各種元素の同位体組成が測定される。その中で最も一般的かつ有用であるのは，最も身近な酸素同位体組成である。酸素には16・17・18と3つの異なった質量数を持つ同位体がある。

通常の地質学的な研究では $^{18}O/^{16}O$ 比しか測定しないのだが，シカゴ大学の CLAYTON 達のグループでは $^{18}O/^{16}O$ 比とともに $^{17}O/^{16}O$ 比を測定した。同位体分別現象では，それが平衡でも，平衡への途中にあっても，質量数の差に比例する同位体分別がみられる。つまり $^{17}O/^{16}O$ 比が1％変化すれば，$^{18}O/^{16}O$ 比は2％変動する。そして，月・地球上のすべての物質にみられる分別はこの規則に従っている。ところが Allende 隕石を構成する包有物の分析結果は第3図に示すようになった。つまり図中の AD という傾きが1の線上に乗ったのである。図中最上部の太い実線が月・地球にみられる，同位体分別の理論に合致する線である。AD の線に沿って変化させる場合は ^{17}O と ^{18}O を等量減少させるか，^{16}O だけを加えてやらなければならない。前者の場合には，強い太陽幅射を仮定することにより，たとえば ^{17}O と ^{18}O が (p, α) 反応で ^{14}N, ^{15}N に変化したと考えることも可能である。しかし，この強い太陽幅射により，より激しく変化すると考えられる Li などの同位体比変動がないこと，および，より重い元素の同位体比異常の発見などにより，後者，すなわち太陽系内に大きく同位体比組成の異なった物質が混入しているとする説が有力となった。このことは第3図に示した，大きく酸素16に富むものが，先に述べた輝石，スピネルといった高温凝縮鉱物であること，および，一部の高温凝縮鉱物には最後の核合成からごく短時間（100万年以内）に凝縮したことを示す，消滅核種 ^{26}Al の存在を示す ^{26}Mg の過剰が発見された事，さらには，水素の多い還元的な太陽系星雲の中でなく，酸素の多い条件下で凝縮したと判断される，特異な化学組成の鉱物



第3図　Allende隕石を構成する各種包有物中の酸素同位体比 EK1-4-1, Cl, HAL は特異な包有物名（LEEほか 1980による）。

が発見された事などから，この異物質は超新星に由来するとの考えが提唱された。

酸素16の過剰が超新星の名残りである可能性が指摘されると，核合成の連鎖から，^{24}Mg や ^{28}Si の過剰が予想され，その探策がなされたが，1～2の特異な包有物を除き，この ^{16}O, ^{24}Mg, ^{28}Si の同位体比に必然的な関係は見い出されていない。また今日まで，Ne, Mg, Ca, Ti, Si, Kr, Sr, Xe, Ba, Nd, Sm などの同位体比異常を持つ包有物やマトリクスの存在が報告されているが，そのすべてが，必ずしも単純な過程では説明されず，詳細なストーリーの展開は今後に残された問題であろう。

酸素同位体異常の発見以前にも，原始太陽系星雲にその起源を異にする物質が混入しているらしいことは，隕石中のネオンの同位体比組成が現在の太陽系内でネオンの供給源として考えられる3つの源，すなわち太陽風，惑星本体，および核破砕反応のいずれでもない ^{22}Ne に富むものがある事から一部では唱えられていた事である。しかし，^{22}Ne に富むもの（ネオンEと言う）は，高温凝縮鉱物よりも，隕石のマトリクス部分に多く含まれているらしい。

最近，酸素の17，18が核反応によらず，酸素16に対し同等の分別を示すことが実験的に確かめられた（THIEMENS and HEIDENRICH 1983)。これは酸素ガス中で電気放電によりオゾンを作ると，^{16}O が選択的に未反応ガス中に濃縮することによる。同等の反応が原始太陽系星雲内で，強い紫外線照射によって起ると考えられるが，酸素同位体比の異常をこの光化学反応によるとした場合，他の元素にみられる同位体比異常はどう解釈されるのか，かの著者らは慎重である。

VI. 月からの隕石と火星からの隕石

前節では，太陽系は一部に超新星の影響を受けた星雲から形成されたとの考えを紹介した。これは主に，月試料のプロジェクトの縮少とともに，隕石を用いた太陽系生成論の研究へと向った人達の成果である。他方，月試料の研究から，原始地球における火成作用の研究や，火成作用により分化した隕石（エコンドライト）を用い，月・地球・小惑星・火星・金星等をそれぞれ比較しながら，その発達過程を探ろうとする人達も多く存在した。最近，この"比較惑星学"の分野からも興味ある知見が多く得られている。その1つが標記の月からの隕石と火星からの隕石に関する研究である。

隕石は一般的に，火星と木星の間にある小惑星帯に，また一部は彗星に，その起源をもつと考えられてきた。それは，いくつかの隕石について，その落下速度と方向が観測され，軌道計算がなされた結果による。更に，赤外線反射スペクトルによる，隕石と小惑星表面物質の対比は，一層両者の因果関係を強固なものとしてきた。しかし，ここに一般の隕石と趣を異にする2種類の隕石が注目されている。それは1981年に南極の Allan hills の近くで発見された1個の隕石と，Shergottite, Nakhlite, Cassignite と区分され

る8個の隕石である（SNC隕石)。

月に由来する隕石というのは決して新らしい説ではない。よく知られているテクタイトは，実際に月の試料が分析されるまでは，月面衝撃や火山作用の結果，地球に飛来した月の岩石であるとする仮説も存在した。しかし，月試料が研究されるに及び，化学組成・同位体組成の両面から，テクタイトの月起源説は否定されてしまった。以来，天体の衝突に関する計算は，隕石の月面衝突により，年間数千トンの物質が月面から宇宙空間に放出され，その0.5%は地球の重力圏に補捉される可能性を示してはいたものの，月からの隕石についてはほとんど注意が払われなかった。

初めて月からの隕石と考えられたのは，MASON 博士により記載された ALHA81005である。これは1辺が約3cm，重さ31.4gの Anorthositic breccia で，薄片上では，砕屑性の岩片がガラス状のマトリクスに埋め込まれており，流理構造を持つ。砕屑岩片とマトリクスの比は40：60で，砕屑岩片の多くは長石で，輝石と稀にかんらん石を含む。岩相はユークライト隕石にも似るが，より長石に富み，薄片からは月の高地で採集された Anorthositic breccia に酷似する。

18の研究グループにより，この試料の研究がなされ，1982年3月の第14回月・惑星会議で，その結果が討論された。化学組成からは，特に月の高地からの試料である Apollo 16号，および Luna 20号による試料に対比せられた。試料の Fe/Mn 比は77で，従来知られているエコンドライト隕石や地球物質の値と異なり，月試料の平均値80に近いことから，月試料との類似性が強調される。しかし，Na, Ti は月の高地の試料の値より低く，希土類元素および U, Th は，月の高地の試料の約$1/3$とやや異った値を示す。

アルミニウム－26は，73万年の半減期を持ち，地球上では天然に存在せず，宇宙線照射により生成される核種である。もし，この ALHA81005が一般の隕石のように，小さな岩片として宇宙空間に存在し，宇宙線照射を受けていたのなら，^{26}Al に飽和しており，100-300dpm/kg の放射能を持つと考えられる。逆に，この岩片が月面の数メートルより深い所（宇宙線が届かない所）に存在し，衝撃により，空間へ放出せられたのなら，月から地球にたどり着くまでの時間は十分に短いと考えられるので，ほとんど放射能はないはずである。結果は 46.3dpm/kg と中間的な値となった。これはこの ALHA81005 が月起源でないのなら，隕石母天体が破壊されてのち，50万年以上を経たものか，地上に落下してから十分長時間（100万年以上）を経たものと考えられる。逆に，この試料が月起源なら，試料は以前月表面近くにあったものか，月の深部に由来するなら，月から地球への移動に50万年以上を要したものと考えられる。He, Ar, Ne, Xe, Kr 等の希ガスは，太陽風の値を示し，月試料なら月の表面近くに存在したことが示唆される。

ALHA 81005 の月起源説に決定的な役割を果したのは酸素同位体である。一般のエコンドライト隕石はすべて第3図上部Dの近辺に4つのグループにわかれてプロットされる。それぞれのグループはいずれも，第3図上部の，月・地球を構成する物質の質量分別線とは重ならず，それぞれが，この線に平行な集団を作り分布する。しかし，ALHA 81005 は，その全岩も，そこに含まれる斜長岩質岩片もともに，月・地球を構成する物質の線上に分布し，月起源であることを裏付けた。

しかし，前述のように，その化学組成から細かく比較すれば，ALHA 81005 は，月から採集されたいずれの岩石にも一致しない。これは，月試料の採集地点が技術的な制約から，月面のごく地球に面した場所に限られていたからであろう。従ってこの月からの隕石は，人類の月試料採集地点（月の前面）から離れた，月のやや側面に由来するとの考えもある。

月に由来する隕石の存在については上記のように，大方の研究者により，強い反論もなく受け入れられた。しかし，ある隕石の起源を火星に求めることは，以前から提唱されてはいたものの，研究者の一般的な同意を得るに至っていなかった。その1つの理由は，火星に起源を持つ隕石が存在するのならなぜもっと地球に近くて小さい（脱出速度の少い）月からの隕石が発見されないのか？と言うことであった。しかし，前述のように月からの隕石が確認された今，火星に由来する隕石という仮説は，にわかに真実味を帯びてきた。

火星に由来するとされるのは前述のSNC隕石と分類される隕石である。いずれもエコンドライトで，地球の苦鉄質から超苦鉄質岩に相当する組織をもつ。SNC隕石のいくつかについて，K-Ar法，Rb-Sr法，Sm-Nd法により，その生成年代が求められ，いずれも1.3Gaという異常に若い結晶化年代が得られた。これは少くとも1.3Ga以前までその母天体に火成作用が存在したことを示すもので，直径が1,000km以下の小惑星母天体では考えられない事である（月試料中で最も若い結晶化年代は3.1Gaである）。希土類元素存在度パターンはNakhlaとChassignyは軽希土に富む液体形パターンを持ち，ALHA77005とShergottyとZagamiは軽希土に乏しい，固体型のパターンを持つ。両者はCo-magmaticな関係にはないと考えられる。

SNC隕石の特異性を最も明確に位置づけたのはやはり酸素の同位体である。SNC隕石は第3図に示したD点の近傍で，月・地球および他のエコンドライトとは全く異る位置において，傾斜½の質量分別線にのる集団を作って分布する。又，南極隕石の内で新らしくShergottiteと分類されたEETA79001中の希ガスの相対存在度と同位体比が測定された。その値は地球上のもの，隕石のもの，太陽風のもののいずれよりもVikingで分析された火星大気の希ガスの特徴に類似する。

以上のようにSNC隕石の火星起源を支持する（否定しないと言うべきかもしれない）意見の多い一方，重力の大きな火星から衝撃により，物質が溶融することなく，宇宙空間に放出されるのは困難であるとの意見もある。しかし，この火星からの物質の放出には衝撃により，火星土壌中の水分などの揮発性分が一気に気化し，それによる押し上げ作用も考えられている。

いずれにしろ，前述の月からの隕石も，人類が事前に月試料についての知識を持っていたからこそ，月に由来するとの仮説が得られたが，もし月試料に関する知識がなかったら，おそらく1個の特異な隕石として片付けられたものと思われる。火星に由来するとされる隕石も，最終的には火星の物質を手にするまで，議論が続くものと考えられる。

VII．おわりに

前記のように，原始太陽系星雲は均質なものでなく，種々の起源を異にする物質の集合体であり，まだ十分に混合されていない部分を持つと考えられている。この仮説に基づいて，各分野の研究者が自己のデータを解釈したり，又逆にこの仮説を検証しようと試みているのが最近の宇宙科学の一面である。さらには，この原始太陽系に関する研究とともに，分化したエコンドライト隕石による惑星形成初期の研究や，太陽系内の惑星を比較しようとする試みも多くなされている。

地質学的な関連からは，恐龍が白亜紀末に突然死滅した原因を巨大な隕石の落下や，それによる生態系の変化に求めようとする試みも興味あるものである。この議論は世界各地（4ケ所）で白亜紀と古第三紀の間の粘土層中に，イリジウム等の隕石にのみ特徴的な元素が多量に含まれることにその端を発したものである。更に推論を重ねるならば，白亜紀と古第三紀のような，大きな地質学的境界だけでなく，古生物学的に認識される，より小規模な地質学的境界にも，そのような宇宙物質を特徴づける元素が多いことはないだろうか。

宇宙塵や隕石に代表される宇宙物質は，地質学的な年代尺度で見た場合，絶え間なく，しかも量的に変動しながら地球に落下しているものである。やがて分析技術の進歩とともに，宇宙物質を特徴づける元素の存在度パターンが化石に加えて，チャートや石灰岩の地層対比に用いられる時代が来るのではなかろうか。これは，化学というハンマーを持った筆者の夢でもある。

謝辞

松久幸敬博士には草稿を読んでいただき，貴重な助言をいただいた。ここに記して，お礼申し上げる。

注

1) 現在，日本国内の地質標本取扱い店でも自由に購入できる。

2) CAI も，現実にはより後期の低温変質鉱物により汚染されている場合が多い。

文献

DAVIS, A. M., TANAKA, T., GROSSMAN, L., LEE, T. and WASSERBURG, G. J. (1982) : Chemical composition of HAL, an isotopically unusual Allende inclusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1627-1651.

GROSSMAN, L. and LARIMER, J. W. (1974) : Early chemical history on the solar system. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **12**, 71-101.

LEE, T., MAYEDA, T. K. and CLAYTON, R. N. (1980) : Oxygen isotope anomalies in Allende inclusion HAL. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 493-496.

MASUDA, A. and TANAKA, T. (1979) : Experimental studies on behaviors of major and minor lithophile elements in vaporization under evacuated condition. *Meteoritics*, **14**, 13-28.

THIEMENS, M. H. and HEIDENRICH, J. E. (1983) : The mass-independent fractionation of oxygen : A novel isotope effect and its possible cosmochemical implication. *Science*, **219**, 1073-1075.

地学雑誌 92-7 (1973)

古地磁気と陸地の移動
——とくに日本海の生成と関連して——

笹 嶋 貞 雄*・鳥 居 雅 之*

Paleomagnetism and Land Movements, with Special Reference to the Spreading of the Japan Sea

Sadao SASAJIMA and Masayuki TORII

I. まえがき

変動帯の形成過程には，褶曲や断層運動だけでなく，種々の異地性地塊の衝突と付加，巨大な横ズレ断層系にはさみこまれた地塊の回転運動，縁海の拡大に伴う島弧の移動といったような大規模な地塊の空間的運動があることが近年明らかになりつつある。古地磁気学は，このような運動を定量的に捉えることのできるほとんど唯一の研究手段といってよいだろう。例えば北米大陸西岸の変動帯や，日本列島をも含めた太平洋西部地域の複雑な島弧系の形成史に関する種々のモデルは，古地磁気学のもたらした情報に裏付けされてはじめて現実性を帯びてきたといえよう。

西南日本の最近の古地磁気の研究によれば，おそらく大陸縁辺の陸弧の一部であったこの陸塊が，中新世中期に約45°時計回りの回転運動を行った結果，現在の地理的位置を占めるに至ったことが推論される。これを日本海の拡大に起因する事件とみれば，日本列島の島弧活動は中新世前期以前の陸弧期における活動と，拡大後の新しい島弧期の活動との2つが基本的に違った特徴をもって識別されねばならない。第I期の陸弧の活動は後期中生代の火山深成活動によって大きく特徴づけられ，グリーンタフ火山活動は背弧盆の裂開（リフティング）の引金の役をなしたものと考えられる。これに対し第II期の島弧活動は相対的に規模の小さいもので，四国海盆プレートの生成によって，本州弧が西南日本弧と東北日本弧に分かれ，両弧の相違が明確にされることによって特徴づけられよう。

ここでは，古地磁気データを用いて地塊の移動，回転などを定量的にとらえ，地体構造の大枠の形成過程を解析する（古地磁気構造解析，笹嶋 1983）一例として，日本海の拡大に伴う日本列島の回転運動をとりあげてみる。

II. 古地磁気による地体構造の解析

地球磁場は第一近似をとれば地心双極子によって表わされる。古地磁気極を求めようとする場合，地磁気永年変動による影響や，各採集地点によって違う非双極子磁場による影響を除くため，具体的には後述のような試料採集法が必要である。このような配慮をして求められた古地磁気極はその時代の地球自転軸の北（南）極[1]を代表するものと考えてよい。何故なら本来いかなる地質時代の地磁気極も自転の極と一致するという原理に基づくからである。ただし，長い地質時代には自転軸自体もゆっくりと移動したものと考えられ，これが本来の極移動である。しかし，事実上ある大陸から求められた時代による古地磁気極の軌跡は極移動の他に大陸自体の移動の影響も含まれているので，この場合には見掛けの極移動曲線とよ

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Kyoto University

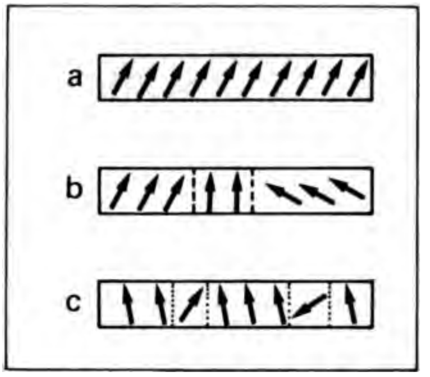
んで区別されている。欧，米両安定大陸から得られた２つの見掛けの極移動曲線の系統的な不一致が根拠となって，大陸移動説が1960年代からあらためて陽の目をみるようになったことは周知のとおりである。

シールドを中核として周辺に変動帯が付加している欧・米大陸では，安定大陸から決定された標準の見掛け極移動曲線がある。従って同じ地質時代の変動帯から求められた古地磁気極をこの標準極と比較することによって，安定帯に対する変動帯の相対運動を推定することが可能となる。

激しい褶曲，断層運動を受けた地質体やテレン，さらに例えば西南日本レベルの拡がりをもつ地塊の代表的古地磁気極をどのようにして決定するかについて述べよう。

まず，1）ある地質時代に属するサンプルを広い地方にわたり，多くの地域（地質体）から，2）各地域でもまた多くの地点（sites）から，3）できる限り長い時間間隔にまたがるようにして定方位サンプルを採集する，4）各サンプルから１～３個の測定用試料を調整して，5）交流消磁や熱消磁実験によって適切に初生磁化を抽出する条件を見出す。このテストがいかに古地磁気の信頼性を決定ずける重要なものであるかは，従来の中新統の研究ではこの実験に不備のあったことで，日本海の古第三紀末生成説を崩すことができなかった大きな原因であることによっても明らかである。

測定データは FISHER（1953）の球面統計によって，それぞれのレベルに応じて平均値を求める。この平均方向は岩体や小地域の古地磁気を表わすとみてよい。各地域の平均方向が第１図ａのように一様であれば一つの剛塊とみて問題ないが，第１図例えばｂの場合には古地磁気的には３つの構造単元として取扱う。特に変動の激しい地域では小さい単元が識別され，極端な場合には第１図ｃのように断層で取り囲まれた小ブロックにまで細分化されることになろう。

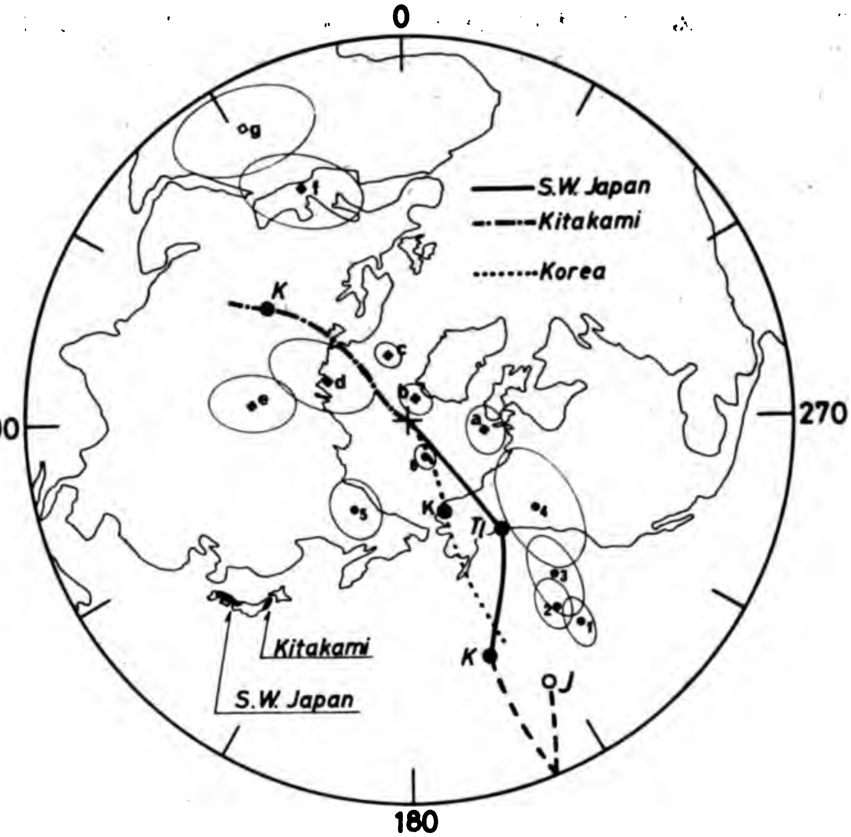


第１図　古地磁気方向が意味をもつ構造単元（模式図）
（ａ　平均方向が比較的大きい陸塊を代表する場合，（ｂ）：１つの陸塊が少くとも３つの古地磁気的構造単元から成る場合，（ｃ）：例えば断層運動で著しい影響を受けた小地塊を除けば，全体は古地磁気単元とみられる場合

古地磁気構造解析は大小のテレンや陸塊の緯度変化や回転運動の枠組を決めることができる点でユニークな方法であるが，反面で経度に対しては何の規制も与えられない不完全性は見逃せない。また，試料の定方位採集を始めとして，測定結果の最終平均値に至るまでに伴うさけられない誤差は，最も精度の高い第四紀火山岩の場合でも偏角，伏角で±3°（95%信頼度）程度が限度である。伏角の3°を例えば日本付近における古緯度に換算してみると，やはり3°程度となり，距離に直すと330kmとなる。つまり，日本海の南北距離の半分に近いものになる。

III．西南日本と東北日本の古地磁気構造単位

露頭の条件に制約をうけて現実には，上述のような均等な採集地点の分布は望めないが，２，３の例外的な異常方向を示すもので，明らかに局所的運動によるか，地磁気反転時の中間的な方向を示すと思われるものは除外して，地塊全般を代表する平均方向の信頼度をあげることがある。その一例を第２図に示す。白亜紀以降の西南日本と東北日本（北上山地）の見掛け極移動曲線が大幅に違うことがわかる。また同時に西南日本の，例えば津山，益田，長門峡，桜井などの古地磁気極は局所的な断層運動の反映ともみられるので，西南日本の平均方向の算定から除外されたことを示している。東北日本は単一の地塊として扱いにくいので北上帯を代表にして磁極移動を図示した。阿武隈帯は（ｄ）で示したように有意的に北上帯とは違っている。つまり両者は白亜紀以降に相対的な差動運動を行ったことを意味している。

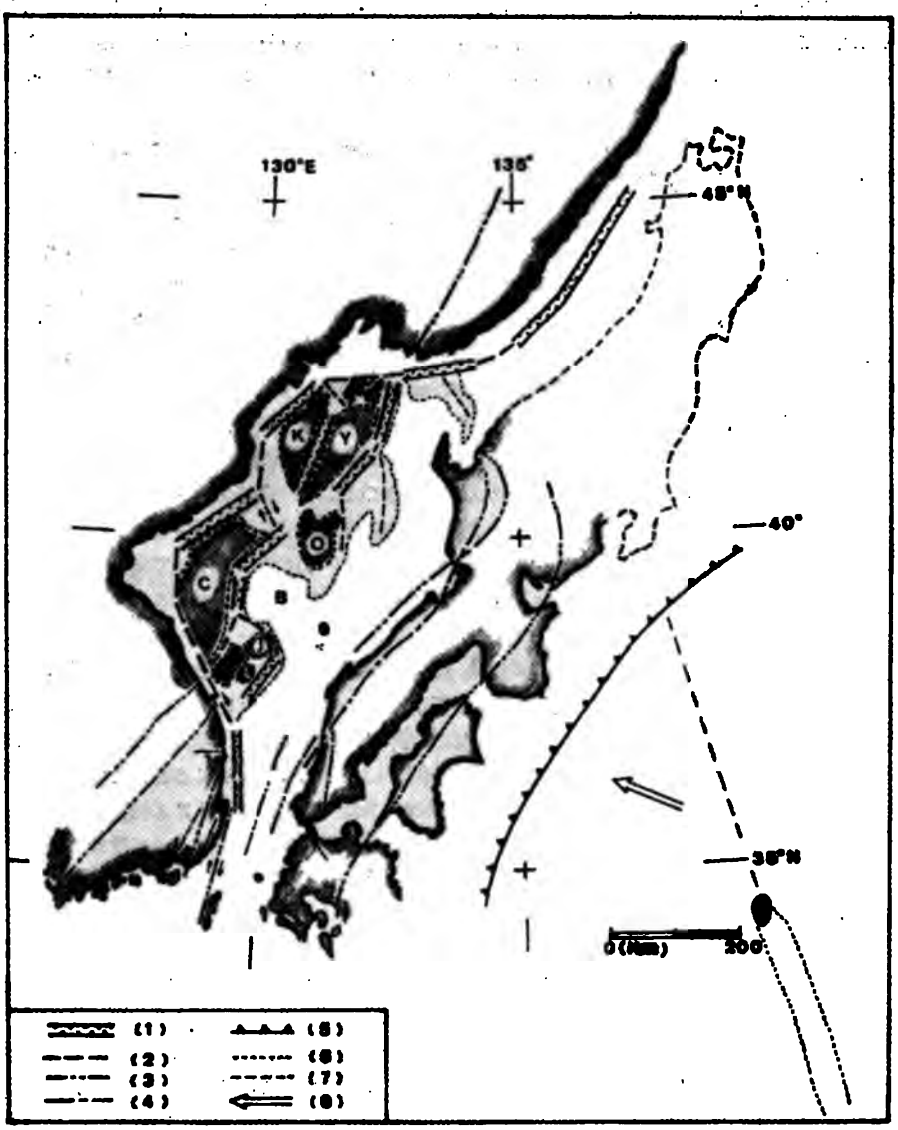


第２図　西南日本と東北日本（北上帯）の見掛けの極移動曲線
J：ジュラ紀，K：白亜紀，Tl：古第三紀；1：長門峡，2：津山，3：桜井
4：益田，5：三隅，6：多気；b：津軽，d：阿武隈帯；その他は省略

KAWAI et al.（1961，1971）の提唱による白亜紀以降の東北日本と西南日本の折れ曲り説は変動帯における古地磁気の重要性を訴えた点で国際的にも先駆的な研究として多くの論議をよんだ。しかし，東北日本の多くのデータが花崗岩類から得られているため，形成以後の傾動が無視されている点に根本的な問題が残されていた。

傾動補正ができない花崗岩や溶岩流から得られた一つの古地磁気ベクトルは，その偏角異常を岩体の回転運動によるものとし，伏角を古緯度変化として解釈することが多い。しかし，これは決して一義的な解ではなく，適当な走向・傾斜を選び地盤を傾動させる，という"等価"のもう一つ別の解があることに留意する必要がある（ITO et al. 1980，SASAJIMA　1981）。

北部北上帯の宮古層群（前期白亜紀後期）において最近，TOSHA (1982) は興味ある古地磁気結果を得た。傾動補正を行う前の in situ の古地磁気方向は，同じ地域の花崗岩類（125～110Ma, ITO et al. 1980）が示す西偏方向と誤差範囲で一致する。ところが層面傾動の補正を施した後の方向は，朝鮮半島南部から得られた同時期の方向（OTOFUJI et al.　1982）と有意的な差違は認められない。これは"折れ曲り"が単に西南日本塊の右回り回転運動のみで起った可能性を示唆している。もし北上帯の結果が東北日本全体に適用できるとすれば，折れ曲りの要因を日本海の拡大による西南日本の回転と関連して理解し易い特徴がある。あとに示す第３図の東北日本はこの前提にもとづいて画かれている。



第3図　大陸弧としての日本列島復原図とリフト系（漸新世後期〜中新世前期）
(1)：主なリフト，(2)：深部断裂，(3)：構造線(断層)，(4)：中新世前期の火山フロント，(5)：推定海溝軸，(6)：大陸地殻の境界，(7)：構造性地溝，(8)：海洋プレートの運動方向；A：ウツリョウ島，B：隠岐堆，C：東朝鮮海台，E：古伊豆島，J：クリシュトフォビッチ海台，K：北大和堆，O：北隠岐堆，Y：大和堆

IV．テレンの合体による大陸の成長

1）北米大陸の事例

比較的長距離におよぶ陸塊の移動や回転を起こす原動力として普通次の3つが考えられている。

（1） 海洋プレートの拡大に伴って，陸塊や海山を一緒に移動させプレートの沈み込み帯で相手の大陸に付加を起こさせる場合で，南アラスカや西部コルジレラのテレンの多くがこの機構によるとされている（e. g. STONE and PACKER 1977，BECK 1976，SIMPSON and COX 1977，MAGILL and COX 1981）．

（2） 背弧盆の拡大による縁海の生成に伴って前面の島弧が分裂・移動する場合で，日本列島，琉球弧，伊豆，マリアナ弧などはこれに属する。

（3） トランスカーレント断層によって小陸塊が相対的に長距離を移動した場合。例えば東南アラスカのバラノフ島（Baranof island）がバンクーバ島（Vancouver island）付近から約1,000km北上したとみられている（COWAN 1982)。またニュージランドのアルパイン断層で約500kmの右ズレ相対運動があったことはよく知られている。北米大陸の太平洋側のコルジレラでは50以上にのぼる外来(異地性)のテレンが識別され，小さいものは長さ数10km にも達しない。大多数は中生代から新生代の始めに安定大陸の西端に衝突〜付加したものとみなされている（CONEY et al. 1980)。ただし，そのなかのあるものは2，3のテレンが癒着（am-algamate）して付加前にスーパーテレンを作っている。しかも多くは古地磁気から古赤道帯の古緯度が推定され，かつ50°〜80°に及ぶ顕著な時計回りの回転が偏角から見出されている。その複雑な構造運動の成因は確立されていないが，基本的には北米大陸プレートと太平洋側の Farallon プレートとの間の右ズレ（Shear）によるものと解釈されている。一方，海洋プレートの斜め沈み込みによって引裂かれた古い大陸の西縁の一部地塊がボールベアリング様に回転を伴って両プレート間を北上したとする主張もある（BECK 1980)。

2） 西南日本の場合

西南日本の構造帯の見事な帯状配列に関しては，従来その成因について論議が絶えない基本的な地質学の課題の一つである。筆者は古地磁気の観点から，西南日本の骨組みがテレンの合体によって成長したとする概括的なモデル（笹嶋 1982）を既に提唱したので詳細はそれを参照して頂きたい。本論では上述（1）の海洋プレートの運動によって陸地が移動する一例として簡単に述べるにとどめたい。

① 内陸側の飛騨帯は，おそらく中朝大陸塊（Sinokorea）の一部としてトリアス紀後期には現在緯度に近い地理的位置にあったことが，東アジアの古地磁気情報から笹嶋（1982）によって推論された。これはまた HIROOKA et al. (1983) による船津花崗岩（153〜173Ma）の古地磁気結果から，古緯度が約31°である点でも支持された。

② 丹波・美濃帯のペルム紀の緑色岩（HATTORI and HIROOKA 1979，KATSURA et al. 1980)，トリアス〜ジュラ紀の赤色チャートや珪質シルト岩の古地磁気（SHIBUYA and SASAJIMA 1980，HIROOKA et al. 1983）から古赤道帯の古緯度が推定された。

③ 内帯の白亜系•古第三系は西南日本のなかでも古地磁気の研究が最も進んだもので，50°前後の東向きの偏角を示すが，古緯度では殆ど現在緯度に近いことが明らかにされている（e. g. SASAJIMA 1981)。

④ 外帯の黒瀬川構造帯の横倉山におけるシルル紀の溶結凝灰岩，石灰岩層から得られた古地磁気からも5°〜15°の低緯度におけるこれら岩体の磁化が結論された（渋谷ら 1983)。

⑤ 四万十帯では中・後期白亜紀の凝灰岩層や陸源砕屑性シルト岩層がほぼ現在緯度に近い古緯度を示す（小玉・上田 1982，笹嶋 未発表データ）のに反し，前期白亜紀と推定される海洋性のメランジュの古緯度は赤道帯を示す（平 1981)。

⑥ 近年，西南日本の古地磁気の研究から中新世中期に 50° に及ぶ時計回りの回転運動が明らかにされ，これは日本海の拡大によるものと解釈できる。これについては第5章で詳述する。

東南アジアのジュラ紀初期（約200Ma）以降の海洋底拡大のモデル（HILDE et al. 1977）を古地磁気による枠組みと連けいさせることで，次々とテレンが付加〜衝突する営力によって西南日本が成長したとするモデルである（笹嶋 1982)。このモデルは西南日本の構造帯の帯状配列が大陸プレートと海洋プレ

ートとの相互作用に起因することを重視した試案といえる。

V. 日本海の形成に伴う2つの島弧時代

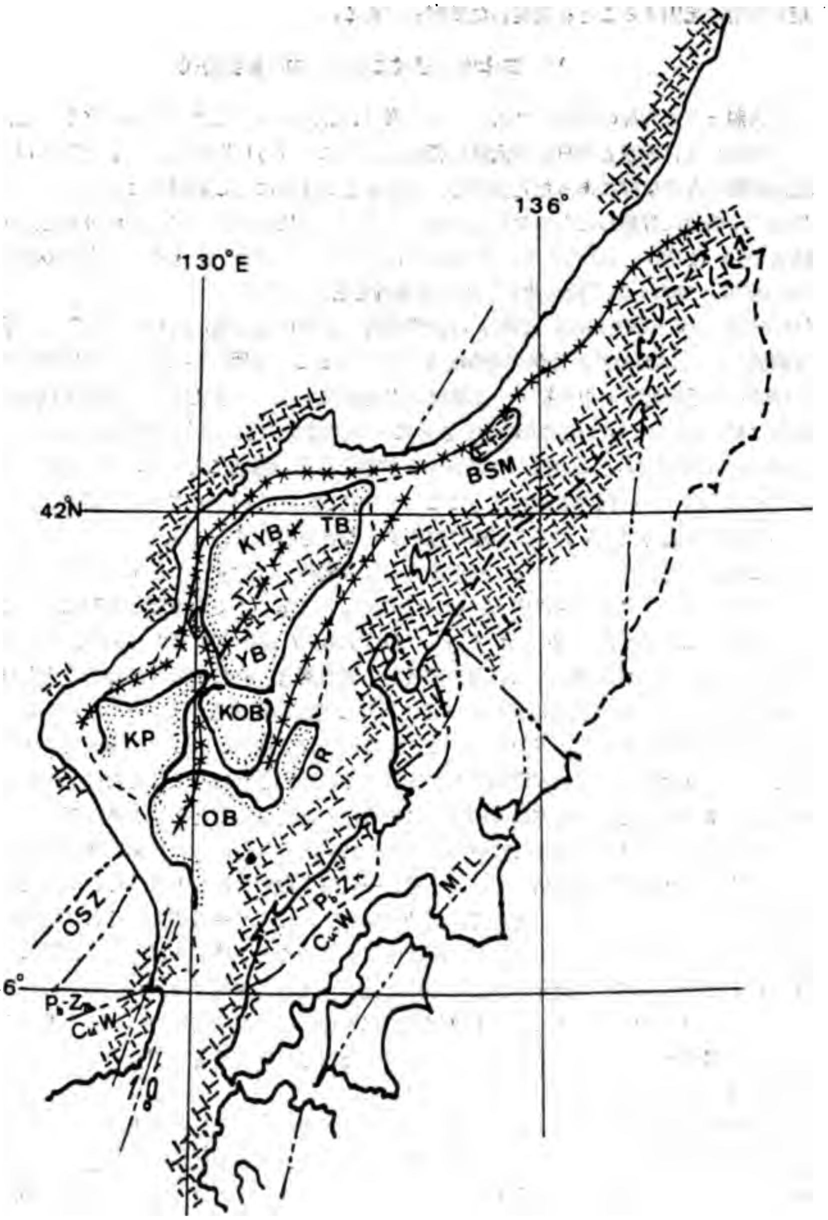
日本海の拡大説と日本列島の漂移説は古く寺田寅彦（1927, 1934）にまでさかのぼることができる。また小林貞一（1956）は日本弧と環日本海大陸の弧状造山帯における地質構造・古生物の近縁性に基づいて，日本弧は朝鮮半島の東縁にあったと推論し，これが造山運動による短縮のため，朝鮮，対島海峡のグラーベン形成で中新世に分離したとみなしている。日本海の生成を西南日本の古地磁気と関係して論じたのは YASUKAWA（1975）にはじまり，SASAJIMA（1981）は古第三紀末期の日本海の拡大を要因として，KAWAI et al.（1971）の"折れ曲り"の形成過程をとりあげた。

最近，OTOFUJI and MATSUDA（1983）は山陰地方，江川中流の酸性岩類の古地磁気を放射年代測定と平行して研究し，日本海の拡大時期が28Maより若くなることを明らかにした。引続き HAYASHIDA and ITO（1983）は近畿地方の中新統・一志層群の古地磁気から，中新世中期の16Ma以降に回転が開始され，回転角は45°であるとして前述の結果をさらに一歩前進させた。他方，TORII(1983）は瀬戸内地域の中新統の延長約500kmにわたる詳細な古地磁気の結果と以上の総括によって，15～13Maの間に西南日本塊が45°±18°の右回りの回転運動を起こしたことを確立した。これらの古地磁気結果を背景として，中新世中期前の西南日本弧をアジア大陸の東縁に復原することを試みてみよう。

海洋底拡大に先んじて大陸リソスフェアが引張応力で薄層化し（約$\frac{1}{4}$），やがてリフティング（裂開）の段階をへてアセノスフェアから海洋底玄武岩が湧出・拡大に至るまでの重要な過程については，大西洋の Passive margin においてよく調べられている（Le PICHON and SIBUET 1981)。拡大型の縁海については十分わかっていないが，第3図には海洋地殻との漸移層とみられる地殻部分を，大和堆などを含めて試論的に画きだした。この境界線はブーゲー重力異常の勾配の急変帯（TOMODA 1973）と日本周辺海底地質図（1983）や海底地形図を参照している。大陸縁辺部と西南日本の日本海側とのきわだった違いは，背弧盆の伸張・拡大によって日本海が生れた成因やその過程と無縁とは見えない。例えば，大和海嶺や北朝鮮海台などは少なくとも大陸側の薄層化した地殻の一部とみることができそうである。他方，これらの海面下に沈んでいる小地塊と本来は接続関係にあったであろうとみられる環日本海大陸の地質構造・古生物環境と西南日本との近縁性に関しては，小林貞一以来多数の論説がある。それはさておいて，大地形に注目しても復原図の背弧盆を中心として，弧盆生成に先行したドーム構造とそれにつづく陥没・断裂による急崖が大陸縁辺に認められる点は，この縁海生成が若いことを物語る証拠として見逃せない。第3図では海底の拡大によっ漂移した大和海嶺などの小地塊を大陸側に接続させ，次に地殻の漸移帯を含む西南日本塊を約45°左回りに回転させた，最も幾何学的に無理のない復原古地理図がとりあげられている。既に幾つかの復原図が報告されているので，比較のためそれぞれの特徴を参照されたい（中沢ら　1982, HONZA　1979, 小林　1983)。

この復原図で特に注目して頂きたい点は，① 中央構造線をはじめとして西南日本の帯状配列の方向がシニアン方向に平行であること，② 海底拡大の段階において中央海嶺に発展したと思われる主なリフト系も，おそらく本来はシニアンの深層断層系であったらしいこと，さらに，③ 環日本海陸域のグリーンタフ分布（島津　1982）を復原図に画いた第4図とリフト系（第3図）との対照から，グリーンタフ火山活動とは，リフト系からマントル玄武岩と地殻性流紋岩を bimodal 的に噴出し（今田　1974)，大陸地殻が大変動（グリーンタフ変動）を伴って，完全に断裂した時階の地質現象を象徴しているものと理解できないか，ということである（BAILEY　1983)。もし，この見解が正しければ，黒鉱々床の生成は断裂の直後で海底の拡大の頭初の所産物と考えられるかも知れない（上田　1983)。

次に拡大の成因について簡単に述べておこう。大陸性の背弧盆から日本海が拡大によって生成された過程を説明するには，42Ma前から運動方向を変えた太平洋プレート（フィリピン海プレート）に遠因を求め



第4図　大陸弧の背弧盆を中心とするグリーンタフ火山の活動域；主に島津（1982）による分布を復原図に加筆したもの
KP：北朝鮮海台，KYB：北大和堆，YB：大和堆，TB：拓洋堆，KOB：北隠岐堆，OB：隠岐堆，OR：隠岐海嶺，BSM：ボゴロフ海山；　一点鎖線：鉛・亜鉛／銅・タングステン鉱床の分布境界；二点鎖線：主な構造線，OSZ：沃川構造帯，MTL：中央構造線

るのが常道であろう。沈み込みスラブによってアセノスフェア（低粘性層）にマントル渦流が誘起されると（ITO et al. 1983, ナフィ・トクセッツ 1983, HSUI and TOKSÖZ 1979)，熱い上昇流の中心軸は低角の沈み込みの場合，海溝から約600km内陸側に及ぶこともありうる。朝鮮半島北部—沿海州—シホテアリンの海崖線はこれに一致する（第3図）。

温度の高い上昇流は大陸リソスフェアの最下面を侵食しながら，中心軸の両方に流れるから軸面に直交する方向の引張り応力がリソスフェアに発生する。応力はたかだか50bar程度にすぎないが，リソスフェアで温度の高い部分の落層化を長年に進め，もしリフティング（深部断層）がそこに生じた場合には背弧海盆が発生するものと考えられる。

上田・金森（1978）は，世界の縁海における沈み込みスラブと島弧，背弧盆の力学的実態から，スラブがマントルに投錨状態を作るため，海溝は不動であり背弧内陸のリソスフェアが後退することで背弧海を拡大させると推論した。しかし，少くとも本論の日本海の拡大においてはこれに反し，むしろ SENO and MARUYAMA（1983）がフィリピン海盆の生成で主張した海溝後退によるモデルが支持される。

次に拡大に伴う一つの問題として，日本列島の“折れ曲り”の先駆をなした構造運動は，あるいはリフティングから拡大の過程で起ったのではないか，そしてホッサマグナ地帯に変形のストレスが集約したと考えられないか，という疑問がおきてくる。拡大速度は約12cm / 年と見積られている（TORII 1983)。変形のひずみ速度が一番大きいホッサマグナ地域でも下部リソスフェアは容易に粘性流動するが，地殻上部層には脆性破壊が伴ったものとみられる。糸静構造線と利根川構造線に挟まれた三角地帯に複雑な多くの基盤断層が存在するのは，古い断層の再活動によるものが多いとしても，破壊の反映と見ることができよう。また“折れ曲り”と関連があるかもしれないと茅原（1976）が述べている上越・足尾・筑波帯の約20°の反時計回りの回転運動は，この時期の変形に関連する可能性が大きい。この地域に散在する中新世・花崗岩体の古地磁気方向に擾乱が見出されるのも変形運動に起因するのかもしれない（ITO 1963)。

VI. おわりに

古地磁気と陸の移動との関わりあいについて，特に日本列島の形成史のなかで具体例をとりあげて原動力と関連させて述べた。西南日本の帯状構造の形成過程については一つの試論をのべたが，東北日本に関しては今後の古地磁気の研究をまって憶測をさらに確かめていく必要がある。日本列島の“折れ曲り”の原因については，なお問題が残されたが日本海が背弧盆の一つの進化として，拡大・生成した過程に大きく関連しそうなことがわかってきた。つまり，縁海生成による日本列島の変形にともなうストレスが，糸静—棚倉線間の先ホッサマグナ帯とも仮称される構造帯のなかの特にぜい弱なホッサマグナ地域に集約し，このため再活動がひき起こされたと考えることができる。一方，列島が東南方向に移動した時，熱い四国海盆プレートと冷たい太平洋プレートとの相互作用の違いが“折れ曲り”に影響したかもしれない。南部ホッサマグナ域における伊豆島の衝突現象についてはよく知られているが，おそらく伊豆島と回転移動した西南日本弧との衝突が，少くとも日本海の拡大を停止させた大きな原因と考えてよかろう。残された大切な問題の一つは，縁海として類似をみない回転運動からみた短期の拡大（拡大速度が大きい）が，日本海生成の全容を表わしているのか，検知できていない並進的拡大がどの程度あり得るのか，といった古地磁気の推定限界を超えた空白を他の分野の研究から補完することにある。

この推論が正しければ，これに伴って派生する日本弧にとって重要なもう一つの課題がある。従来の島弧論は，中新世中期を境にして，大陸弧としてのアジア大陸時階の島弧活動と，名実ともに若い島弧時階の活動とを成因的に識別して捉え直す必要に迫られる。

終りに，寺田寅彦が画いた海洋底拡大のアイディアと，日本弧と環日本海大陸の比較地質構造論から小林貞一が日本海の生成を中新世とみた達見が，今日やっと古地磁気の立場から大筋において立証されたことになる。

注

1) 以下特にことわらない限り，わかり易いため慣習的に北磁極を意味するものとする。

引用文献

BAILEY, D. K. (1983) : The chemical and thermal evolution of rifts. *Tectonophysics*, **94**, 585-597.

茅原一也 (1976)：北部ホッサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について．地質学論集，13，83-95.

地質調査所 (1983)：日本周辺海底地質図，海洋地質図，23.

CONEY, P. J., JONES, D. L. and MOMGER, J. W. H. (1980) : Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, 329-333,

COWAN, D. S. (1982) : Geological evidence for post-40 m. y. B. P. large-scale northwestward displacement of part of southeastern Alaska. *Geology*. **10**, 309-313.

HATTORI, I. and HIROOKA, K. (1979) : Paleomagnetic results from Permian greenstones in central Japan and their geologic significance. *Tectonophysics*, **57**, 211-235.

HAYASHIDA, A. and Ito, Y. (1983) : Paleoposition of Southwest Japan at 16 Ma : Implication from paleomagnetism of Miocene Ichishi Group. *Earth Planet. Sic. Lett.*, (submitted).

HILDE, T. W. C., UYEDA, S. and KROENKE, L. (1977) : Evolution of the western Pacific and its margin. *Tectonophysics*, **38**, 145-165,

HIROOKA, K., NAKAJIMA, T., SAKAI, H., DATE, T., NITTAMACHI, K. and HATTORI, I. (1983) : Accretion tectonics inferred from paleomagnetic measurements of Paleozoic and Mesozoic rocks in Central Japan. In HASHIMOTO, M. and UYEDA, S. eds. *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. 179-194.

HONZA, E. (1979) : Sediments, structure and origin of Japan Sea. *Geol. Surv. Japan. Cruise Rep.*, **13**, 89-93.

HSUI, A. T. and TOKSÖZ, M. N. (1979) : The evolution of thermal structures beneath a subduction zone. *Tectonophysiscs*, **60**, 43-60.

ISHIHARA, S. (1974) : Magmatism of the green tuff tectonic belt, northeast Japan. *Min. Geol. Spec. Issue.*, **6**, 235-249.

ITO, H. (1963) : Natural remnant magnetization of Tertiary plutonic rocks affected by tectonic movement of land mass in Central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **15**, 37-42.

——, MASUDA, Y. and KINOSHITA, O. (1983) : Mantle vortex induced by downgoing slab : Experimental simulation and its application to trench-arc systems. *Bull. Univ. Osaka Pref., Ser. A*. **32**. 47-63.

——, TOKIEDA, K. and NOTSU, Y. (1980) : A paleomagnetic approach to possible tilting of Kitakami mountains and Oshima Peninsula of Hokkaido. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **7**, 113-120.

KAMERLING, M. J. and LUYENDYK, B. P. (1979) : Tectonic rotation of the Santa Monica Mountains region, western Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 331-337.

KAWAI, N., NAKAJIMA, T. and HIROOKA, K. (1971) : The evolution of the island arc of Japan and the formation of granites in the Circum-Pacific belt. *J. Geomag. Geoelectr.*, **23**, 267-293.

小林和男 (1983)：日本海の拡大と日本列島の移動．鉱山地質特別号，11，23-36.

KOBAYASHI, T. (1956) : The insular arc of Japan, its hinter basin and its linking with the Peri-Tunghai arc. *Proc. 8th Pacific Sci. Congress*, II-A, 799-807, Univ. Philippine.

今田　正 (1974)：東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑誌，**80**，81-89.

Le PICHON, X. and SIBUET, J. C. (1981) : Passive margins : A model of formation. *J. Geophys. Res.*, **86**, 3708-3720.

MAGILL, J. R. and COX, A. V. (1981) : Post-Oligocene tectonic rotation of the Oregon Western Cascade Range and the Klamath Mountains. *Geology*, **9**, 127-131.

中沢圭二・兪　剛民・徳岡隆夫 (1982)：沃川地向斜帯と飛弾変成帯．地質学論集，21，91-101.

ナフィ・トクセツ, M. (1983)：リソスフェアの沈み込み. 別冊サイエンス, 60, 69-79, 日経サイエンス社.
OTOFUJI, Y. and MATSUDA, T. (1983) : Paleomagnetic evidence for the clockwise rotaion of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 349-359.
——, OH, J. Y., HIRAJIMA, T., MIN, K. D. and SASAJIMA, S. (1982) : Paleomagnetism and age determination of Cretaceous rocks from Gyeongsang Basin, Korean Peninsula. In HAYES, D. E. ed.: *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Island.* Part 2, Geophys. Monograph Ser. 27, 388-396, A. G. U., Washington D. C.
SASAJIMA, S. (1981) : Pre-Neogene paleomagnetism of Japanese Islands (and vicinities). In MCELHINNY, N. W. and VALENCIO, D. A. eds. : *Paleoreconstruction of the continents.* Geodynamic Ser., 2, 115-128, A. G. U., Washington D. C. and G. S. A., Boulder, Colorado.
笹嶋貞雄 (1982)：古地磁気からみたジュラ紀変動. 月刊地球, 4, 420-427.
—— (1983)：古地磁気による東アジア大陸成長論 —特に西南日本の地体構造の成り立ちと関連して—. 藤田和夫編「アジアの変動帯」, 海文堂出版, 239-256.
SENO, T. and MARUYAMA, S. (1983) : Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, (in press).
渋谷秀敏, 笹嶋貞雄, 吉倉紳一 (1983)：黒瀬川構造帯, 横倉山レンズ状部, シルル系酸性凝灰岩の古地磁気. 地質雑誌, 89, 307-309.
島津光夫 (1982)：日本海の島々の地質とその日本海および周辺地域との地質学的関係. 星野・柴崎編「日本海の地質」, 193-209, 東海大出版会.
平 朝彦 (1981)：四万十帯の形成過程. 科学, 51, 516-523.
立岩 巌 (1976)：朝鮮—日本列島地帯地質構造論考. 東大出版会, 654p.
TERADA, T. (1934) : On a zone of islands fringing the Japan Sea coast -with a discussion on its possible origin. *Bull. Earthg. Res. Inst.*, 3, 67-85.
TORII, M. (1983) : Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi province: Evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at middle Miocene time. Ph. D. thesis of Kyoto Univ.
TOSHA, T. (1982) : Paleomagnetic measurement of the Miyako Group in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, 9, 56-60.
上田誠也 (1983)：海底の熱水循環・マリアナトラフ・黒鉱および沈み込みの様式. 鉱山地質特別号, 11, 37-53.
——, 金森博雄 (1978)：海洋プレートの沈み込みと縁海の形成. 科学, 48, 91-102.
YASUKAWA, K. (1975) : Palaeolatitude and relative position of South-west Japan and Korea in the Cretaceous. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 835-846.

地学雑誌 92-7 (1983)

古期深層風化

徳 山 明*

Deep Weathering in Geologic Time

Akira TOKUYAMA

I. はじめに

本邦では広い範囲にわたり，100mから200mにも達する厚い風化殻が地表を掩っている所がある。これらは，高温・多湿の気候条件下で，地表の岩石が風化変質を受けて形成されたものと考えられる。この風化殻は，地下水滞水域において，アルカリ，苦土類，鉄・マンガン等の金属イオンのみならず，シリカやアルミナ等の成分が，溶脱，イオン交換，置換，又は附加集積する一連の化学作用によってもたらされた，一つの系の生成物として考えることができる。この場合，この地下水滞水域が一つの化学平衡系を保っていたと考えられ，この平衡系の中での地下水温度や pH 等の変化に応じて，それぞれの条件下で安定な鉱物が形成されたのであり，この系全体の風化殻として包括することができる。風化殻の中では，従って，鉱物の累帯によるほぼ水平な階層構造が発達し，ほとんどの場合上部の溶脱層（I）と下部の交換・集積層（II）に分けることができる。

西日本，中部，東北地方の各地の花こう岩地域におけるマサはこの風化殻の代表的な例であるが，西南日本外帯や内帯の中・古生界の砂岩，頁岩等の堆積岩や，東北地方の新第三系のいわゆるグリーンタフ地域にも厚い風化殻は発達している。当時地表に分布していた岩石の種類によって風化生成物の性質は多少異なるが，いずれも 100m 以上の厚さの風化殻を作り，断面における鉱物の垂直分布階層構造や地表での緩傾斜の広い谷地形においても大変良く似た性質を示すので，ここにこれらを「深層風化」として総括することにした。

この深層風化に伴う風化殻は，本邦各地における大きな地形面（特にいわゆる準平原）の発達等地形化作用とは密接な関係があるのみならず，風化殻形成期頃に生じた大規模地辷りにも関与しており，地質学上重要な意味があることが判明した。

この機会に，厚い風化殻を伴う古期の深層風化について，兵庫県の嬉野台に発達する，いわゆるくさり礫を伴う厚い風化殻を中心として，現段階での知識を総括したいと思う。粘土鉱物等，変質鉱物に関しては，兵庫教育大学の湊　秀雄教授の御指導に負うており，この機会に深甚の謝意を表したい。現地のフィールドでは，東大の木村敏雄，歌田　実，静岡大の木宮一邦の各氏に討論をいただいた。あわせて御礼申し上げる。なおこの研究は，兵庫教育大学創設以来，地域の地質営力に関する研究として行った成果の一部である。

II. 風化殻の形成

地下水の溶脱，イオン交換集積等にかかわる変質作用においては，その反応の進行には二酸化炭素の濃度に伴う pH や，とりわけ地下水の温度条件が支配的要因をなしていると思われる。高温多湿の条件では風化のポテンシアルが高く，この反応に加わる地下水滞水域の厚さが厚く，従って，風化殻は厚く発達す

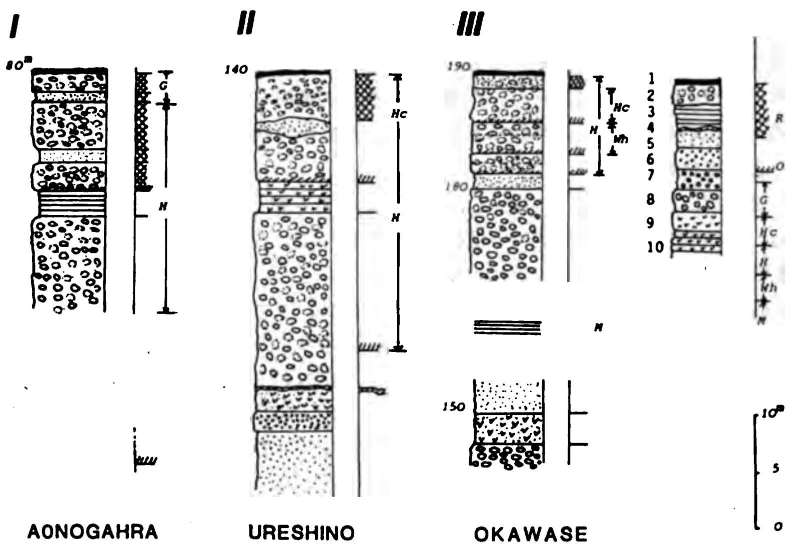
* 兵庫教育大学 Hyogo University of Teacher Education

る。風化殻の性質及び厚さはこのように，形成期の気候条件と密接な関係があり，反応系はその間で，ポテンシアルの最も高かった条件で固定される。現在見られる「深層風化殻」は，中新世以降鮮新世まで続いた高温多湿気候の所産と考えられるが，植物化石や構成鉱物から考えると，現在の地表では台湾やフィリピン，マレーシア位の気候と対応していると考えられる。この風化殻はそのポテンシアルの高い気候条件で安定だったわけであるから，現在の気候条件では，変質作用はほとんど進行していないと思われる。地下水によるこのような変質作用は，熱水の変質に比べれば，温度や pH を比較してもわかるように，当然"ポテンシアル"の低い変質である。その意味では深層風化の殻を構成する鉱物の階層構造でも metastable であるが，地表条件での反応としては，現在の条件よりはるかにポテンシアルは高いので，安定していることになる。岩手県の和賀川では，中新世におけるこの風化殻の形成から現在までの間には，気候の寒冷化と乾燥化に伴い，大きな風蝕面が形成され，氷期の海面低下に伴い，河床が下刻され，さらに，岩石が凍結により割れ，岩塊流が生じたという三つの出来事が挿入されている。この間風化による変質作用は停止していたことになる。表題に言う"古期"深層風化は，このように，現在は反応が停っていることの意を表わしており，"古期"の地質年代，例えば中新世とか鮮新世という時代論を問題にしているのではないことを敷衍する。

III. 嬉野台の地形面と風化殻

1) 地形発達の概要

兵庫県中南部の東播地域には，嬉野台で代表される，標高100m～200mの台地状の平坦面が発達している。これらは，従来いわゆる高位段丘面としてまとめられていた（藤田他 1970）のであるが，この平坦面の表面を見ると，堆積面のように，一つの層が全面を掩っているわけではなく，また詳しく見ると平坦面も一定の高さではなく，ほぼ水平ではあるが，表面が波状であったり，また，全体としては西(青野ヶ原，100 m±）から東（三田，200m±)にかけて階段状に，東方に少しずつ標高が高くなっている。その最も高く



第1図　いわゆる大阪層群くさり礫の風化柱状図
I：加古川西岸青野ヶ原西部，II：嬉野台(社町)，III：三田市大川瀬．標高は地表面の高さを示し，東程面が高くなっていることを示す。凡例(柱状図) 1：赤色，表層風化土，2：くさり礫，3：粘土層，4：浸食面，5：砂層，6：granular pebble，7：pebble，8：cobble，9：シルト，10：砂質シルト．
(風化相) R：赤色部，O：鬼板層，G：ギブス石層，Hc：ギブス石，ハロイサイト層，H：ハロイサイト層，Wh：ハロイサイト-モンモリロナイト層，M：モンモリロナイト層．

なった所が六甲山（856m）である。東西の断面で見ると，六甲山の花こう岩の隆起に引き摺られて，東程高くなっているように見える。この礫層も，風化殻もやや西に傾斜しているが，平坦面はほとんど水平で，この傾斜した層を切っていることになる。段々を形成している個々の平坦面も，場所によっては大きく見ると東が高く，やや西に傾斜して見える所がある。

地表面上は，ほとんどの場所で，風化殻の上部の赤色層が露出している。ほとんどの所で，風化前の原岩の組織を残したまま風化分解し，従って，その場（in situ）で風化したものが地表に露出している。ディサイトの礫も後述のように，風化分解して密度0.9gr/cm³になった，いわゆるガサガサの礫が，表面の頭部を削りとられて露出していて，これを掩う堆積物はない。所によっては，これらが水に洗われ，沼地か水溜りに残ったような，組織の崩されたいわゆる"トラ斑"の堆積物が表面を掩っているが，個々の分布は小さく，かつその高さもまちまちであり，決して一つの層になっているわけではない。この面は従って，決して単一の段丘礫層の堆積面として形成されたわけではない。

東部では礫のまわりを白いハロイサイトがしっくい状に埋めているものが地表に露出している所がある。このハロイサイト基質は，明らかに，地下水滞水域の中で authigenic に沈澱鉱化してできたもので，もとは地下にあったものが，現在地表に露出している。ここには，現在地表に露出している部分の上に，風化殻形成時には50～100mの風化殻が存在していた筈である。また，前出の六甲山頂の平坦面を形成している，いわゆるマサは，花こう岩地域の風化殻の中では，下部層（Ⅱ層）を代表しており，ここでは上部溶脱層の（Ⅰ層）が完全に削り去られていることになる。

風化殻の上部では，礫など，原岩の⅔位の部分が溶脱されて，密度が小さくなり，ガサガサになって，崩れやすくなっているにもかかわらず，原岩の花こう岩や，ディサイト等の組織がそのまま残っていると云うことは，これらの場所が流水に洗われなかったことを示している。従って，浸蝕を受けたが，地表条件で，いわば無水の状態で削り去られたことになり，これらの平坦面は，風蝕面である可能性が強い。即ち，六甲山の隆起[1]により，いわゆる大阪層群の礫層とその風化殻は東側が引っ張り上げられて，この両方が西傾斜となったが，風蝕により，ほぼ水平に階段状に削り取られたと解釈できるのである。

2） 風化殻の構成

風化殻は全体として西に傾斜し，平坦面がこれを截って（truncate して）いるので，地表の構成物質は，東側の方が下位，西側に上位のものが露出していることになる。以下に上位から下位にどのような鉱物相が観察されるかについて述べる。

（a） 現在までに観察された範囲での，最上部は，ギブス石化した風化礫を含む赤色風化層である。青野ケ原西方，標高95m地点に露出しているが，礫のうち火成岩の組織を残しているものは，ほとんどギブス石かハロイサイトに変質してしまっている。ギブス石を含む礫の中には，水に浮かび，密度が0.8gr/cm³のものがある。チャートの礫はそのまま残っているので，この風化殻が地表で水に洗われた所では他は崩れ去り，チャート礫だけが残るので，表面にチャートの白い礫の多い層がある。ギブス石を含む溶脱礫のこの層は，青野ケ原西部で谷に下る地点に残っていて，いわば風蝕の陰の部分に当っている。従って，この層も風化殻生成時の地表そのままと云うわけではなく，表面はある程度削り去られているであろう。しかし，全体の中では，ここは赤色化の最も強い所であり，これ以上上の部分はないので，本稿では，これを風化殻の最上部とする。後述のように，花こう岩やその他の地域の風化殻でもこれ以上上の部分は見付かっていない。

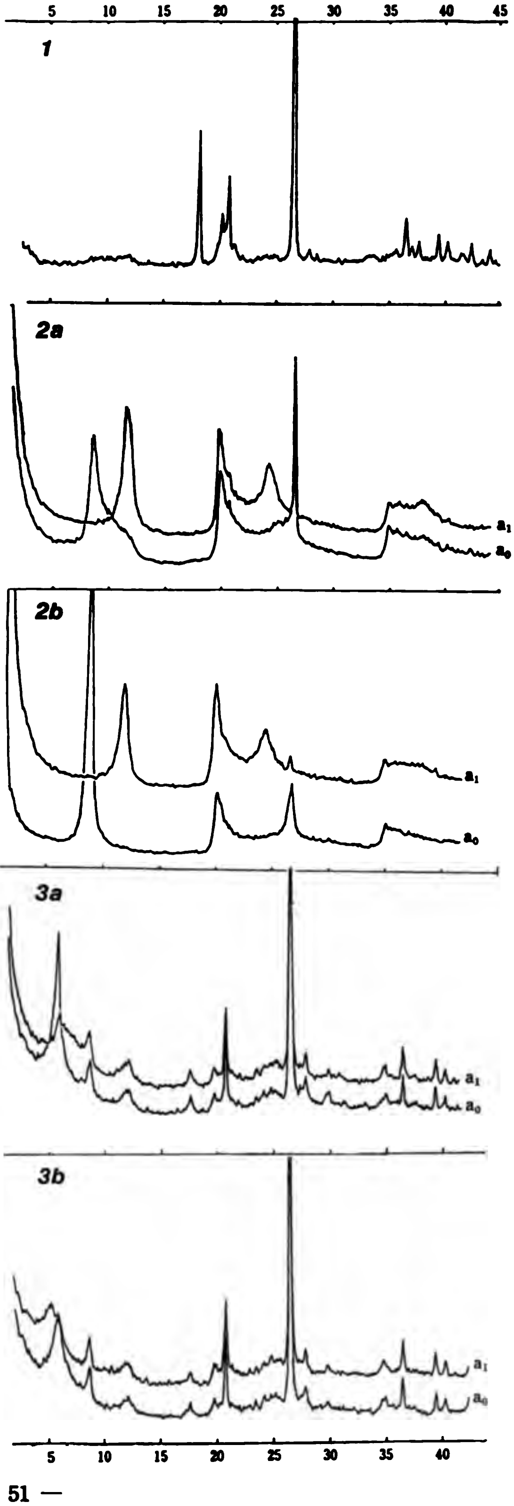
（b） この層の下では，礫ではハロイサイト化したものが卓越している。ギブス石は，青野ケ原の地点から東約15km の小野市まで追跡することができる。ハロイサイト化した礫も，最も軽いものは比重1以下で，水に浮かぶものがある。走査型電顕でみると，チョウ石の結晶が溶けてなくなったと思われる，結晶の形の空洞の中にパイプ状のハロイサイトが密生している。このようにして，ハロイサイトはチョウ石の溶脱によって生じたことがわかる（湊・徳山・坂口 1983, p.260, Fig.3）。この礫は従って，ハロイサ

イトと溶け残りのセキエイとで構成されている。礫の基質をX線回折して見ると，ギブス石のピークが出るので，基質中にギブス石が再沈澱したと思われる。

(c)　この下では，風化殻は全体として赤色であるが，鉄・マンガンの黒色酸化物が斑状に入り，基質のところどころに白いハロイサイトの沈澱が見られるようになる。白いハロイサイトは，この下で基質全体をしっくい状に埋めて層状に発達するところがある。このハロイサイトは溶脱礫中のものより純度が高い。X線回折の図でもわかるように，このしっくい状のハロイサイトでは，ハロイサイトのピークが高く鋭く，セキエイのピークは低い(図2b)。一方，溶脱礫の場合には，ハロイサイトのピークは低く幅広いが，セキエイは高く鋭い。黒色の鉄・マンガンの酸化物はこの下で，10〜15cm の厚さに濃集し，いわゆる鬼板状に発達する。ハロイサイトの鬼板とは，ほぼ同じ条件で沈澱したことになる。

風化のような弱い変質の場合には，アルミナはあまり動かないことを前提にして，溶脱の計算を行うことが多いが，この場合のハロイサイトは，地下水からその場で沈澱したものであり，その限りでは，アルミナも動くことは明瞭である。一方，溶脱された礫の場合でも，原岩では比重2.5〜2.7位の火山岩礫が，溶脱により1以下となってしまうので，アルミナの相当部分が溶脱したことがわかり，これが，地下水滞水域でハロイサイトの形で沈澱したと解釈することができる。

(d)　この沈澱性ハロイサイトの水準では，下の部分では礫がモンモリロナイト化している所がある。このモンモリロナイトの礫も最も比重の小さいものは0.8のものがあり，かなり純度



第2図　風化生成物のX線回折
1：ギブス石化した礫，2a：ハロイサイト化した礫，2b：ハロイサイトの白色しっくい状沈澱物，3a：モンモリロナイト化した礫，3b：基質のモンモリロナイト．2においては，a_0：水ひ　サンプル，a_1：100°C 4時間加熱．3においては，a_0：水ひ，a_1：エチレングリユール処理

の高いモンモリロナイトになっている。このことから，このモンモリロナイトは溶脱によって生じたことが明らかで，沈澱性ハロイサイトと共存していることは，この条件では，溶脱作用がモンモリロナイトの状態で停止し，ハロイサイトまで進まないことを意味している。

(e) これより下では，ハロイサイトは存在せず，粘土鉱物はモンモリロナイトのみである。沈澱によるモンモリロナイトであり，苦土類の金属やシリカが集積してモンモリロナイトになったと考えることができる。この層の厚さは50m程度であるが，礫層のように水の通り易い所ではあまり厚くないが，この大阪層群の下の神戸層群まで考えると100m以上になる。

なお神戸層群中には，大阪層群との不整合のすぐ下にモンモリロナイトと共にシリカの集積した，タンパク石の層があり，更に斜プチロル沸石の沈澱層がある。これらの成因については，風化に伴うシリカの集積層を代表しているものと思われるが，このことに関しての議論は稿を改めることにする。

風化殻の中では下底がモンモリロナイト層の場合が多く，地下水滞水域の下底を代表している。この部分は地辷りが多く，特に神戸層群では，モンモリロナイト層下底の不透水層を境にして大きく辷っている所が多い（神戸市淡河，東条町など）。

3) 風化殻の階層構造

前節でのべた嬉野台の風化殻には，ほぼ全部の要素がそろっていると思われるので，これを基に階層構造を集約する。

風化により生成した二次鉱物はギブス石，ハロイサイト及びモンモリロナイトが主なものであるが，この3種共，溶脱礫（いわゆるくさり礫）に含まれるものと，基質中に沈澱してできたものがあり，それぞれの鉱物の分布においては，溶脱礫のものが上に，沈澱したものが下位にある。そして，ギブス石の沈澱性のものとハロイサイトの溶脱礫，ハロイサイトの沈澱性の下部とモンモリロナイトの溶脱礫とが共存している。鉄・マンガン酸化物の鬼板は沈澱性ハロイサイトと共存している。従って，最上部の溶脱性ギブス石から，下部の沈澱性モンモリロナイトの層まで，風化殻内の化学的条件は連続的に変化していると考えることができる。

地表附近の上位から下位にかけ，次のようにまとめることができる。

1. 溶脱礫のギブス石
2. 沈澱性ギブス石＋溶脱礫のハロイサイト
3. 沈澱性ハロイサイト＋鬼板＋溶脱性モンモリロナイト
4. 沈澱性モンモリロナイト＋未風化礫
5. 沈澱性モンモリロナイト，オパール＋未風化礫

このようにして見ると，単純に「溶脱層」と「集積層」を分けることはできないが，K, Na 等のアルカリや Ca, Mg 等の苦土類及びシリカの量として考えると地形の遷急点とも一致する，意味のある観察が得られる。鉱物の中での Si : Al の比率を考えると次のようになる。

溶脱礫を見ると，チョウ石の溶脱した残りの空洞にハロイサイトが密生していることがあり，この溶脱以前の原鉱物はチョウ石である。また火山岩(デイサイト)の組成から考えると原岩はチョウ石，ウンモ，シリカ等が急に冷えてガラス質になったものが多いので，Si : Alの比率は3：1又はそれに近い。

	分子式	Si : Al
ギブス石	$Al(OH)_3$	0 : 1
ハロイサイト	$Al_4[(OH)_8 \cdot Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$	1 : 1
モンモリロン石	$(Al, Mg)_2[(OH)_2Si_4O_{10}]Na_{0.3}(H_2O)_4$	2～4 : 1
斜チョウ石	$Na\,Al\,Si_3O$	3 : 1
クロウンモ	$KFe[(OH)_2Al\,Si_3O_{10}]$	3 : 1
オパール	SiO_2	1 : 0

これから考えると，ギブス石，ハロイサイトは何れも原鉱物の斜チョウ石の Si : Al の比より Si が少ない。即ちSiが溶脱したことになる。この部分では比重も 1.1～

1.3程度になっており，最も溶脱の進んだ礫では⅔も溶脱していることがわかる。従って，この帯に沈澱性のギブス石やハロイサイトがあるとしても，アルカリ，苦土や相当量のシリカが溶脱されていることになる。一方，モンモリロナイトの中にも溶脱生成物もあるが，ほとんどは沈澱性である。この場合，アルカリや苦土類が上の溶脱層から動いて来て固定集積されている。Siについては，チョウ石やウンモに比し必ずしも増えているわけではなく，場合によっては溶脱性のモンモリロナイトも存在している。しかし，更に下位に行くとフリント状オパールが共存しているので，シリカも集積されている。この部分は礫層全体として比重を正確に測定することは困難であるが2±であろう。

地形的には，ハロイサイトを含む層より上が平坦面又は非常に広い緩い谷を形成し，この層の厚さはあまり厚くない。もともとはかなり厚かったが，現在は欠如していると考えられる。この層の下に地形の遷急点があり，ここで崖をなし，この下に谷が刻まれている。モンモリロナイト集積層の下底では，地辷りの生ずる所があり，ここも地形的に明瞭である。

以上のことからハロイサイトを含む層（又は溶脱礫を含む層）を溶脱層（Ⅰ），モンモリロナイト層の下底までを置換・集積層（Ⅱ）として新鮮岩盤（Ⅲ）から区別すると，鉱物の階層構造の点でも地形の点でもよく符合する結果となるので，本稿ではⅠ，Ⅱ，Ⅲとして表すことにする。従来風化ではA層，B層と云う表現がとられているが，特にB層はカッテッコウの集積帯として定義されており，この層は本稿では鬼板層とその下にあらわれ，Ⅱ層の下部に含まれている。

4） 段丘礫の風化

加古川沿いと，明舞丘陵には，この大阪層群を截って，削り取り，その上に段丘礫層が載り，標高50m前後の中位面を構成している。この礫層は加古川沿いでは北からの古生層礫をたくさん含み，明舞面では河口又はデルタの堆積構造を示し，大阪層群とは容易に区別することができる。この層の一部でも，礫は風化してくさり礫になっている。しかし，ここでは当時の地表面の地形を残していると思われるが，溶脱礫はモンモリロナイトまでしか進んでおらず，ハロイサイトやギブス石は存在しない。従って中位面以降の気候条件では，ハロイサイトまでには至らず，風化のポテンシアルは低いことがわかり，又同時に，嬉野面のポテンシアルの高い風化生成物は，すでにそれ以前に形成され，現在まで固定されていることがわかる。

なおこのいわゆる大阪層群最下部三木礫層のくさり礫は，大阪層群より古いことはわかっているが，正確な時代は不明である。下位の神戸層群との平行不整合から考えて，神戸層群とはほとんど間隔がなく，恐らくこの礫層は鮮新統最上部を示すのであろう。

Ⅳ．結　語

本稿では兵庫県に発達するいわゆるくさり礫層の風化殻について，地表附近から深部までの構成鉱物の変化による階層構造について述べ，特に，地形的には上部の溶脱層（Ⅰ）と下部の交換集積層（Ⅱ）とに分けられることを述べた。地形的には，Ⅰはなだらかな平坦面を形成し，Ⅱの部分は急な崖をなし，その中間に遷急点がある。Ⅱの下底附近に地辷りを生じている所も多く，時に大規模な地辷りとなっている。このような風化殻の特徴は，現在まで筆者の調査した限りでは，中国地方，中部地方，東北，新潟等の花こう岩地域のマサや，岩手，秋田，新潟等の大規模地辷りを伴う新第三系，西南日本外帯の白亜系の四万十帯や古第三系の瀬戸川帯にも明瞭に認められている。これらについては稿を改めるが，東北地方の大規模地辷りの成因や，花こう岩地域のマサの形成について，この風化殻の視点から見直すことによって解明される事柄が多い事を指摘し，擱筆する。

注

1） 六甲山の花こう岩やその周辺相の帝釈山等の花こう斑岩等は，このまわりの褶曲した古生層よりは密度が小さいので，ダイアピール状に自力で浮き揚がって来たと考えられる。

文献

FUZITA, K. et al. (1971) : Geological Map of the Rokko Area, Kinki, Japan and Its Explanatory Text. *J. Geosc. Osaka City Univ.*, 14.

MINATO, H., TOKUYAMA, A. & SAKAGUCHI, T. (1983) : Occurrence of Halloysite in the deep weathering crust in the Eastern Chugoku Region. *Hyogo Univ. Teacher Educ., Jour.*, 2, 247-260.

地学雑誌 92-7 (1983)

高温高圧下の岩石変形実験

増　田　俊　明*

Experimental Rock Deformation at High Temperature and High Pressure

Toshiaki MASUDA

I. はじめに

岩石を低温低圧下で変形させると破断が生じ，ある場合にはものすごい衝撃とともに砕けてしまう (Brittle Fracture：ぜい性破壊)。しかし，ある程度の高温高圧下で岩石を変形させると，岩石は砕けることなく，流れるように変形してしまう (Plastic Flow：塑性流動)。ここでは岩石の塑性流動変形に関する実験的研究の進歩・現状について述べる。

ここで言う塑性流動変形とは，岩石が固体状態を保ったままで流れるように変形するものを言うのであり，それは岩石が溶けてしまって流れるものとは本質的に異なっている。固体状態を保ったままでの流動というと一般にはあまりなじみがないかも知れない。しかし，それは我々の地球にとってそんなにめずらしい現象ではない。例えば変成帯で起こる変形の多くは塑性流動変形であろうし，マントルで普通に起こっている変形は，岩石が溶けない限りはこの塑性流動変形である。我々はよく Flow-Fold ということばを使うではないか。塑性流動変形は，変成反応や再結晶作用が起こるような環境下での変形だと思っていただければ十分である。

II. 高温高圧変形実験の歴史

高温高圧下での流動実験がどのように進歩してきたか，あるいは構造地質学とどのように関わってきたかを見るには，その歴史をふり返ると良い。以下には，この分野の歴史を私の主観により四つの期間に分けて述べ，進歩の跡をたどりたい。この分野の進歩には二つの柱があるように思われる。一つは実験技術の進歩である。これは実験装置そのものを開発しなければ研究ができないという事情による。もう一つは学問全体としての傾向である。これには周辺分野との関わり合いや，指導的教科書の影響などが含まれる。この両者があいまってこの分野の歴史が展開される。

1) 萌芽期 (～1936年)

この時期には，ほとんど見るべきものがない。ただし，岩石を実験的に変形させようという試みは既にこの時期にあり，その点で次の時期へのステップとなっている。またこの時期のおわりには，米国東部を中心に高圧技術についてかなりの進歩があった (BRIDGMAN 1931)。

2) 準備期 (1936年～1960年頃)

1936年に D. T. GRIGGS が最初の高圧変形実験の論文を Journal of Geology に発表した。この時にはまだ高温を得ることはできなかった。しかしこの論文をもって萌芽期は終わり，次の時期への進歩を始めた。GRIGGS の開発した高圧変形実験装置は，この論文とともに学会にデビューした。

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, Shizuoka University
現在ナント大学構造地質研究室 CNRS 研究員
Laboratoire de Tectonophysique, Université de Nantes

その後多少停滞はするが，1950年以後には技術の進歩や，第二次世界大戦が終わったことにもより，かなりの量の論文がGRIGGS を中心とした UCLA のグループなどにより発表されるに至っている。この頃には高温を得る技術が開発されており，米国西部を中心に変形実験界は大変にぎやかになってきている。また東部においては ROBERTSON (1955) が再現性のよい実験装置を開発し，その後の基礎を作った。岩石の破壊強度に関する温度や圧力の影響については，このころにほとんど確立されたと言って良い。流動変形実験への夜明けは近づいた。

3) 基礎確立期（1960年頃～1973年頃）

1960年には，変形実験にとって記念碑的論文集 "Rock Deformation" が Geological Society of America の Memoir 79として出版された。この中には GRIGGS らのグループにより石灰岩の塑性流動変形を扱った論文が発表され，また石灰岩のぜい性変形と塑性変形の間の移行を論じた論文も現われている。塑性流動変形を実験的に実現するに足る温度圧力を出すことが可能となったのである。流動変形実験はこの頃から "流動" しはじめるのである。つづく1961年には石英も流動変形させることができるようになったことを AGU の学会講演で GRIGGS らのグループが報告している。石英は方解石に比べて流れにくい物質である。石英も塑性流動変形できるということで，他のほとんどの岩石についての塑性流動実験の可能性が示唆され，流動実験という手法そのものに力強い青信号がともったのである。これを契機として，UCLA グループの大躍進がつづく。

1936年 H. C. HEARD は，石灰岩を使って，流動応力が歪速度（いわゆる変形速度のこと）と密接に関わっていることを系統的に調べて報告した。一見あたりまえの現象のようだが，この時が初めての報告であり，これ以後歪速度は変形条件として一人前に扱われるようになった。

1965年に GRIGGS と BLACIC，また1967年に GRIGGS により石英の Hydrolytic Weakening 現象が報告された。この現象とは，(1). 石英の流動時の硬さは，ある臨界温度 (Critical Temperature) 以上で急激にやわらかくなる事，(2). 臨界温度は石英中に存在する H_2O の量に関係があり，H_2O が多いと臨界温度は低くなる事である。この論文の意義は，単に石英は高温高圧下ではやわらかくなるのだ，というような物性の変化する現象を発見しただけにとどまらなかった。一般の地質学者は，石英は常温常圧では非常に硬い（ハンマーよりも石英の方が硬い）ものであるが，高温高圧下では石英はやわらかくなることを既に多くの野外観察を通じて知っていた。例えば高温高圧下で変形したマイロナイト中の組織のなかには石英が長石のまわりを流れたようになっているもの (Fluxion Texture) が普通にあり，この場合には長石の方が硬く，石英はやわらかいと判断できる（常温常圧では石英の方が硬い：モースの硬度では石英7，正長石6）。また多くの変成岩を観察しても，やはり石英はやわらかいと判断できる組織が普通にある。このような一般の地質学者の観察と一致するようなできごとが，まさに実験室で起きたのである。自然に起こる流動変形現象を実験室でも起こせるということは，実験という手法で流動変形を研究できるということを意味している。この論文により流動実験という分野が完全に確立された。

この頃の論文のはじめには必ずと言っていいほどその研究のために製作した装置の説明がなされている。新しい研究をするためにはまず装置を開発しなければならないという事情がよく表われている。GRIGGS は1967年の論文の中で，固体圧媒体により圧力を加える高温高圧変形装置の決定版とも言うべき装置を紹介している。それは非常に使い易く，安全であり，以後広く世界に普及した。その装置は彼の名を冠して GRIGGS Type Apparatus と呼ばれている。

丁度この頃，金属学・材料科学の分野で透過電子顕微鏡関係の技術が向上し，物質中の転位 (Dislocation) を直接見ることが比較的簡単にできるようになった。転位というのは結晶中にある格子欠陥の一種で，転位が結晶の中を動くことにより塑性流動変形が起こると考えられている。GRIGGS もいちはやくそれに着目し，転位によって Hydrolytic Weakening 現象を説明しようと試みている。この論文以後，流動変形の結晶物理学的取り扱いが本格的に行なわれるようになる。岩石の流動変形分野の材料科学への急

接近である。

1963年には UCLA の TURNER と WEISS により構造地質学の名著 "Structural Analysis of Metamorphic Tectonite" が出版された。この教科書の中で著者は結晶軸の選択配向 (Crystallographic Preferred Orientation : ドイツ語では Gefüge) の有用性について説き，その影響の下で GRIGGS のグループのいくつかの仕事がなされた。GRIGGS ら (1970), TULLIS ら (1973) の系統的研究は，歪速度が選択配向を決める一つの因子であることを確立した。

GREEN (1972) の研究は，相図によれば α 又は β 石英が安定であるべき温度圧力条件の下での実験であっても，特に著しく変形させた場合にはコーサイトが形成されたことを報告した。このことは，変形が相平衡に対して影響を与える因子であることを示唆している。

また，石英岩，石灰岩以外の岩石の流動実験も70年前後に開始され，オリビンの流動の研究も1970年には現われている。

1972年には GRIGGS の60歳の誕生日を記念して彼の弟子たちが中心となり論文を持ちより，American Geophysical Union から GRIGGS Volume として "Flow and Fracture of Rocks" と題して論文集が出版されている。この絶頂期の直後，GRIGGS の突然の死とともに UCLA の実験的活動は急激に低下する。そして UCLA が華々しくこの分野を独占した基礎確立期が終わり，次の時期に移行する。

4) 漸進期又は開花期？ (1973年頃～現在)

この時期には，かつての UCLA のような強力なグループは今のところ存在しない。その代わり，多数の研究室で実験的研究のポテンシャルを持つようになった。従って，まとまったテーマで大発展はしていないが，いろいろな特色のある研究が行なわれるようになってきている。各研究室がその特色を競うようになってきたのである。

Australian National University の M. S. PATERSON のグループは，GRIGGS Type の装置の唯一の大弱点である応力の測定精度を上げるべく，GRIGGS Type とはちがってガスにより圧力を伝える方式を採用し，装置開発をくり返した。1977年には SCHMID を中心として石灰岩の流動応力の詳細について発表するまでになった。高温高圧をガスに加えるのは大変危険なことで，一歩まちがえば大事故につながるが，彼らの技術はそれに持ちこたえている。現在ガス圧式を採用してアクティブに研究を行なっているのは，このグループのみである。

西ドイツの H. KERN のグループは，本当に三軸応力を加える装置を開発した。GRIGGS Type や PATERSON の装置は，実は三つの主応力のうち二つを自由に変えることができる方式のもので，もう一つの主応力は自由に変えることができない。KERN の研究室ではこの点を克服しようという訳である。現在のところまだ実験は軌道に乗っていないようである。やはり技術の壁があるのだろうか。真の三軸にチャレンジしているのは KERN のグループだけである。

本家 GRIGGS グループのはえぬき TULLIS と YUND (1977) は，花コウ岩を流動変形させマイロナイトの形成条件について研究を開始した。また，輝緑岩を変形させた。基礎確立期の実験はほとんどのものが Monomineralic Rock (ほぼ一種類の鉱物からできている岩石。例えば珪岩，石灰岩，岩塩，ダナイトなど) を試料として行なわれていた。TULLIS らは単純な系から複雑な系へと歩み出そうとしている。

英国の RUTTER のグループは，単なる流動だけではもの足りないらしく，石灰岩の変形についてプレッシャーソリューションの影響を考慮しようとしている。また，玄武岩を変形させているという情報もある。

フランスの MERCIER ら (1977) は，変形中に形成された転位密度，結晶亜粒径のサイズ，再結晶した結晶粒径のサイズから応力を見積もる方法を金属学・材料科学から取り入れ，オリビンと石英について適用した。同じ時期 (1977年) に同じ方法で応力を見積もる方法の理論的解析が TWISS によって試みられており，両者あいまって，世界各地のマイロナイト帯などで結晶粒径などを計り，これから応力を見積もる

という図式が70年代終わりから80年代初めにかけて流行した。材料科学ではこの方法は1911年に口火を切り1970年前後には確立されている。材料科学の進歩にも敏感にならなければいけない時代になってきた。

MASUDA と FUJIMURA (1981) は，名古屋大学の装置により GRIGGS Type で変形できる試料のサイズよりもひとまわり大きいメノウ試料を変形させて，変成帯に現われる石英片岩のものとそっくりなマイクロストラクチャーをつくり，これが温度と歪速度によって変化することを報告した。

高温高圧変形実験は装置開発がたいへんであるからあまりたやすく出きる訳ではない。高圧には目をつぶって高温常圧なら装置は比較的簡単であり，応力の測定精度も上げられる，という点に着目して流動実験を行なうグループが現われた。米東部の GRIGGS らのグループ，フランスの A. NICOLAS のグループ，日本の鳥海・唐戸らのグループ等である。常圧実験はオリビンを中心に行なわれている。また最近 NICOLAS のグループは長石の変形を開始した。

また，1982年の Zürich の学会の時には，もっと横着でかつ気のきいた人たちが多数出現した。岩石を流動させるには高温や高圧が必要であるから，装置開発がたいへんである。それならばいっそのこと岩石でないもので，もっと低温・常圧で流動変形する物質を探して実験してみようという訳である。ニューヨークの W. D. MEANS のグループは，オクタククロエチレンなどと言う岩石とは全くちがうものを顕微鏡の下で流動変形させている。こうすれば，流動変形中の結晶の変形の様子が直接目で見えるという訳である。この物質の組織は石英の組織とおどろくほどよく似ている。この他にもモデル物質の流動実験についての発表が5つほどあった。モデル物質により直接，変形していく様子をながめるという方法は重要であり，装置が手ごろであるという理由も手伝って今後ますます盛んになりそうな気配である。

とにかくいろいろな傾向の研究が現われており，流動変形の実験的研究は一挙に花ひらきかつ混沌としてきた感がある。この時期に出版された HOBBS, MEANS and WILLIAMS (1976) の構造地質学の教科書 "An outline of Structural Geology" には流動変形現象が随所で取り上げられ，実験的研究も重要な部分で紹介されている。また NICOLAS と POIRIER (1976) による教科書 "Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks" は流動変形の理論的取り扱いを前面に立てて論じようとしており，実験的研究の成果は十二分に取り入れられている。

III. 現状・展望

この分野は1960年頃から10年ぐらいの間に基礎を確立し，その後漸進あるいは開花したといっても，何もかもがわかった訳ではない。しゃにむに突き進んだ時期が終わった後で，多少冷静になってみて，"さてどこから手をつけたらいいのやら" といった時期が10年ぐらい前にあった。そして手をつけるポイントが各研究室でちがうので，現在いろいろな種類の研究が行なわれるようになったのだろう。

今までの発展の歴史がそうであったように，今後もこの分野の歴史には装置の開発がからんでくるような気がする。例えば，我々はまだH_2Oをコントロールできていない。我々はまた三軸全部の応力を十分コントロールできていない，等々。このようなものをコントロールした時にまた新しい視野が開けてくるのではないか。

また，今後ますます材料科学的色彩あるいは理論との結びつきが強くなるような傾向にあると言える。実験とは本来理論と密接に結びついているものであるから当然といえば当然である。塑性流動変形には転位の移動が重要であるから，やはり転位論が中心となるのではなかろうか。岩石組織の形成論も盛んになりそうである。

IV. おわりに

流動変形現象は近年多くの人たちの注目を集めるようになり，シンポジウムも年に1回ぐらいの割合で開かれている。変成帯での流動変形，マントルでの流動変形についての我々の知識は著しく増大してい

る。そういう流動変形分野全体の流れの中で実験という手法がどのような意義を持っているのかについて，私は以下の2点を強調したい。（1）．実験では変形条件を主体的に選べる。（2）．実験での変形条件は非常に単純にすることができ，変形条件とその時にどんなことが起こるのかということの対応がつく。これに対して自然で起こる変形現象はというと，（1）．変形条件は不明で，かつ複雑な歴史を持っている。（2）．そのために，どんなことがどういう条件のときに起こったのかわからない。従って，私には自然の岩石を研究しただけでは，自然の変形現象を解明するのは困難なように思える。複雑な自然現象を解明するためには，単純な実験結果を参考にしながら一歩一歩進むことが必要のように思えるのである。

文 献

BRIDGMAN, P. W. (1931) : *The physics of high pressures.* N. Y., Macmillan Co., 398p.

GREEN, H. W. (1972) : Metastable growth of coesite in highly strained quartz. *Jour. Geophys. Res.*, 77/14, 2478-2482.

——, GRIGGS, D. T. and CHRISTIE, J. M. (1970) : Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates. In PAULITSCH, P. (Editor) : *Experimental and natural rock deformation.* Springer-Verlag, Berlin, 272-335.

GRIGGS, D. T. (1936) : Deformation of rocks under high confining pressure. *Jour. Geol.*, 44, 541-577.

—— (1967) : Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. J. Roy. Astron.*, 14. 19-31.

—— and BLACIC, J. D. (1965) : Quartz : anomalous weakness of synthetic crystals. *Science*, 147, 292-295.

HEARD, H. C. (1963) : Effect of large changes in strain in the experimental deformation of Yule marble. *Jour. Geol.*, 71, 162-195.

——, BORG, I. Y., CARTER, N. L. and RALEIGH, C. B. (Editors) (1972) : *Flow and fracture of rocks.* Geophys. monograph Series, 16 (GRIGGS Volume), A. G. U., 352p.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D. and WILLIAMS, P. F. (1976) : *An outline of structural geology.* John Wiley & Sons, Inc., 571p.

MASUDA, T. and FUJIMURA, A. (1981) : Microstructural development of fine grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, 72, 105-128.

MERCIER, J. C. C., ANDERSON, D. A. and CARTER, N. L. (1977) : Stress in the lithosphere : Inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 199-226.

NICOLAS, A. and POIRIER, J. P. (1976) : *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks.* John Wiley & Sons, Inc., 444p.

ROBERTSON, E. C. (1955) : Experimental study of the strength of rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66, 1294-1314.

SCHMID, S. M., BOLAND, J. N. and PATERSON, M. S. (1977) : Superplastic flow in finegrained limestone. *Tectonophysics*, 43, 257-291.

TULLIS, J., CHRISTIE, M. and GRIGGS, D. T. (1973) : Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 297-314.

—— and YUND, R. A. (1977) : Experimental deformation of dry westerly granite. *Jour. Geophys. Res.*, 82/36, 5705-5718.

TURNER, F. J. and WEISS, L. (1963) : *Structural analysis of metamorphic tectonites.* McGraw-Hill Book Co., Inc., 545p.

TWISS, R. T. (1977) : Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227-244.

超高圧高温実験に関する最近の知見

秋 本 俊 一*

Recent Advances in High-Pressure and High-Temperature Experiments : Applications in Earth Sciences

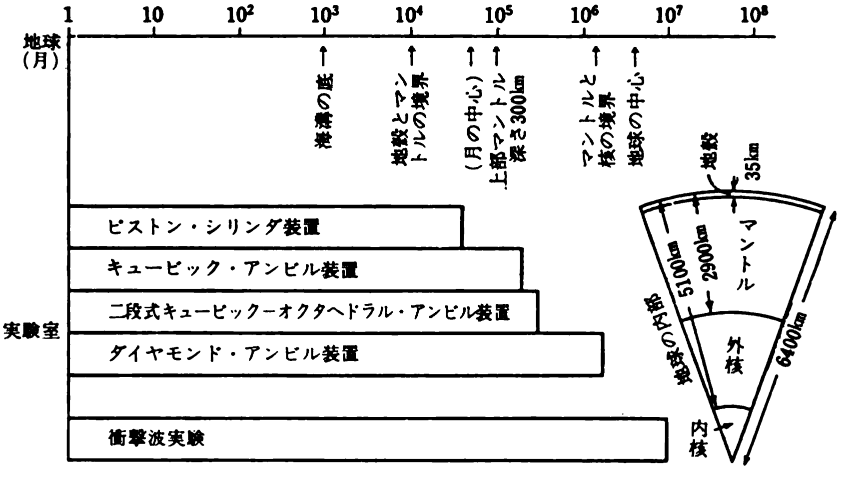
Syun-iti AKIMOTO

I. はじめに

宇宙技術の進歩によって，月面岩石の採集や，火星・金星表面の観察が可能な時代になっても，人類が地球に穿った穴の深さはたかだか 10kmである。半径 6,370kmの地球の内部はその容積の99%が人類にとって未踏の領域である。未踏ではあっても，現代の固体地球科学は，超高圧高温下の物性実験を仲介にして，地球深部構成物質に関してかなり精細な知見を得ている。ここでは，地球のマントルと核を対象に最近の知見を紹介したい。

第1図に地球内部の圧力を深さの関数として示した。図からマントルを対象にした室内実験には1万気圧（ほぼ1Gpa＝10kbar）から100万気圧の圧力領域を実現できる装置が必要であり，地球核と同等の圧力領域の実験には少くとも 100 万気圧を発生できる装置が必要なことが理解されよう。超高圧発生の手段は，(a)機械的圧縮による静的手法と，(b)高速飛翔体の衝突や爆発現象による衝撃波の利用に大別されるが，圧力温度の精密な制御には機械的圧縮が適しており，地学指向の超高圧実験室では静的手法が一般的である。

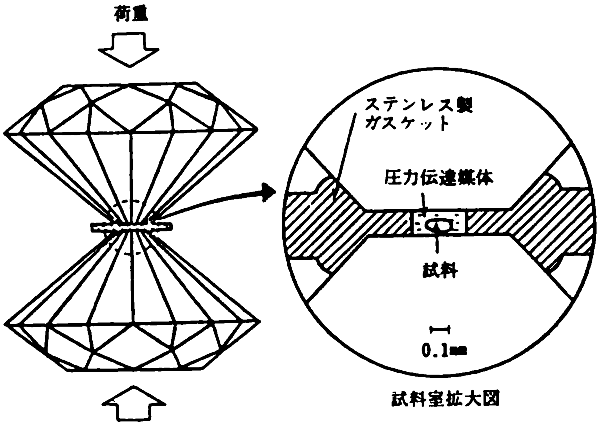
機械的圧縮によって超高圧を発生させる際には，被加圧体を硬い材料で圧縮することになる。被加圧体



第1図 地球内部の圧力と実験室で得られる圧力との対比

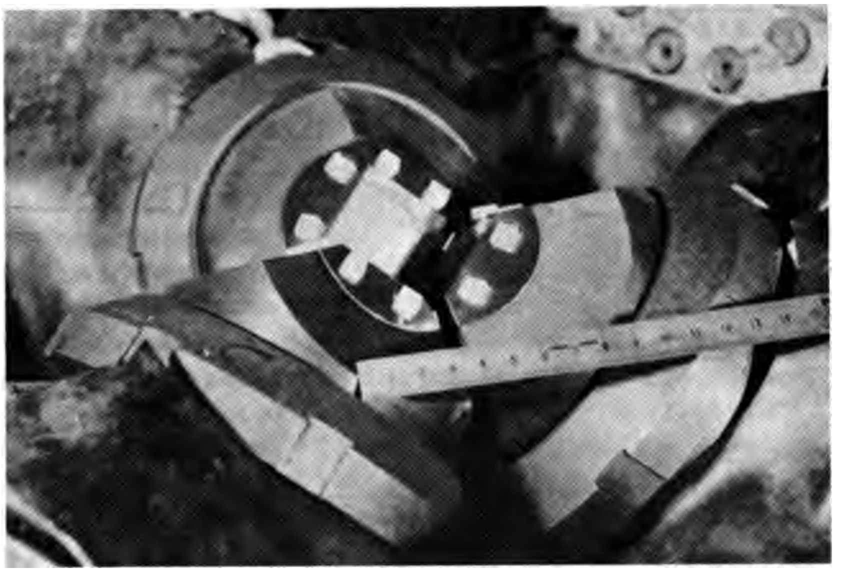
* 東京大学物性研究所 Institute for Solid State Physics, University of Tokyo

を閉じこめる高圧容器の材質は，圧縮強度が高く，また高圧下でも変形しない硬い材料であることが望ましい。ダイヤモンドはこの目的に最適の材料であり，実際静的手法で100万気圧以上の圧力を実現しているのは，第2図に原理を示したダイヤモンド・アンビルと称する単純な装置である。筆者の研究室ではダイヤモンド・アンビル装置を用いて室温で最高圧力160万気圧に到達している。ダイヤモンドは可視光，X線に透明であるため，ダイヤモンド・アンビル装置を使用して，超高圧下の光吸収実験や顕微鏡下の直接観察，X線回折実験が可能であり，今や超高圧下の物性実験には不可欠の道具となっている。ただし，(a)加圧できる試料の量が μg と極微量であること，(b)高温で使用した際，試料部の温度分布や温度測定に難点のあること等，地球科学的な応用には限界があることも否定できない。

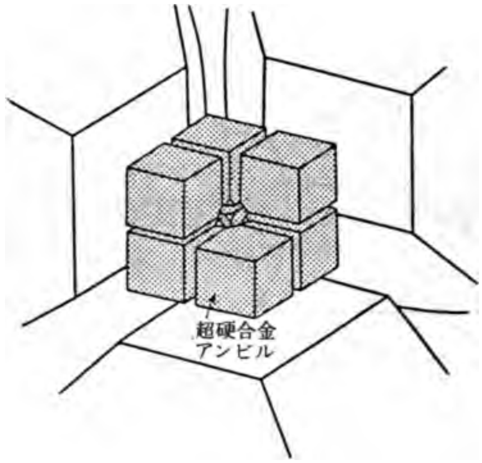


第2図 ダイヤモンド・アンビルの原理図

試料空間をできるだけ大きく，また発生圧力をできるだけ高くというのが，超高圧研究者の理想である。しかし，これを両立させるのは実際上困難であり，前述のダイヤモンド・アンビル装置は，試料空間を極端に小さくして，圧力値の向上をねらった極限の装置といえよう。一方，上記2つの要請をほどほどに満足している装置が多面体アンビル装置であり，特に高い圧力を発生させたい場合には，その多段化が試みられている。第3図に，現在筆者の研究室で使用している斜面駆動式キュービック・アンビル装置を示す。この装置はもともと東芝総研と石川島播磨重工の共同開発で完成したものであるが，(i)すぐれた操作性，(ii)圧力発生の再現性の良好さ，(iii)高精度の温度制御，圧力制御に特徴があり，わが国が世界



第3図 (a) 斜面駆動式キュービック・アンビル装置の中心部　3つのアンビルが見える。



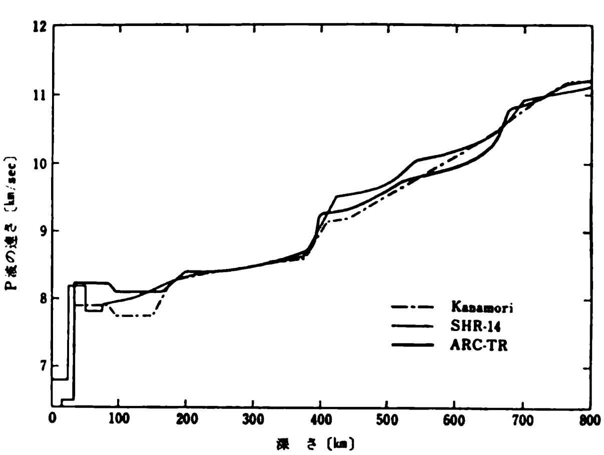
第3図　(b)　キュービック・オクタヘドラル・アンビル装置
一段のキュービック・アンビル装置には(a)の装置が利用できる。

に誇れる超高圧発生装置である。物性研究所では，3種類の形状の焼結タングステン・カーバイド製アンビルをそなえて，50cm^{3}から2cm^{3}の容積の立方体試料容器に7〜80kbarの圧力を発生している。さらに高い圧力領域（100〜300 kbar）の実験は，第3図のキュービック・アンビル系を初段加圧機構とし，立方体の試料部に正八面体の試料容器を圧縮する第2段の加圧機構を組みこむことによって実現される（第3図b参照)。この機構はもともと大阪大学基礎工学部で開発されたものであるが，比較的大容積の試料に1,000°Cをこえる高温で100kbar以上の超高圧力を発生させる機構としてもっともすぐれたものである。現在，物性研究所では，容積0.24cm^{3}の正八面体(一稜の長さ8mm)に最高140kbar 程度までの超高圧力を発生している。正八面体の稜の長さを半分にすれば300kbar近い超高圧力の発生が可能である。

以下には，これらの最先端技術を駆使して地球深部に関してどんな知見が最近得られているかを明らかにしたい。

II.　マントル遷移層の実態

地球のマントルを伝わる地震波の速さは深さとともに増加するが，地下400kmから800kmにかけて増加の割合が著しく増加することが知られている。地震波P波の深さ分布のモデルを第4図に示した。図には深さ400km付近，670km付近に階段状の速度増が見られ，また500km付近にも小さな不連続が見られる。この地震波の速さの急増域は，上部マントルが下部マントルに遷移する領域として遷移層の名称で呼ばれ，古くは，1930年代からその成因が論じられてきた。1950年代末以来，マントルを構成する主要珪酸塩鉱物を対象にしておこなわれてきた超高圧高温相平衡実験は，最近にいたって，ようやくこの問題に決着をつけたかに見える。

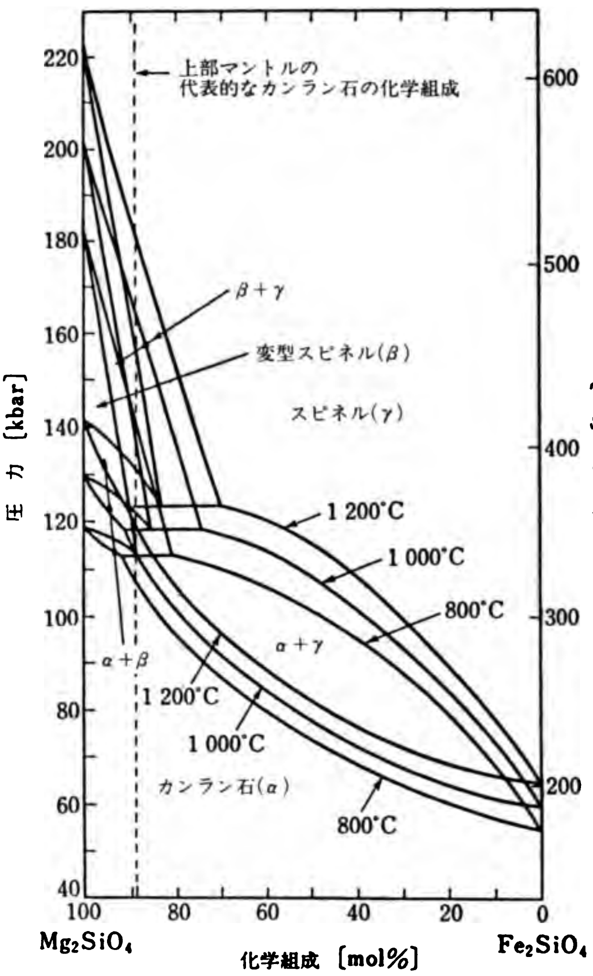


第4図　マントルにおける地震波（P波）の速さの深さに対する分布

ダイヤモンドの原岩であるキンバレー岩中の捕獲岩の研究から，上部マントル岩石の構成鉱物は量の多い順にカンラン石 $(Mg,Fe)_2SiO_4$；輝石，$(Mg,Fe)SiO_3$ 斜方輝石と $(Ca,Mg,Fe)_2Si_2O_6$-$NaAlSi_2O_6$ 系単斜輝石；ザクロ石 $(Mg,Fe,Ca)_3(Al,Cr)_2Si_3O_{12}$ と考えられている。以下述べるように，これらの鉱物の超高圧下の挙動から遷移層の実態をうかがうことができる。

カンラン石の高圧相

第5図には，筆者の研究室で数年がかりでつくられたMg_2SiO_4-Fe_2SiO_4二成分系の高温高圧相平衡図を示す（図には実験点を省略して相の境界を示す境界曲線だけが示されている)。図示された境界線は 800°C，1,000°C，1,200°Cにおける相平衡図の等温断面である。高温における圧力決定精度にまだ多少の不確定性があるため，図では 130kbar 以上の圧力値を多少高く見積りすぎているきらいがあるが，マントルのカンラン石〔組成は ($Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2SiO_4$〕が高圧下でβ相，スピネル相(γ相と略記）の順に相転移することは明瞭である。ここに出現したβ相の構造は変型スピネル構造と呼ばれ，γ相と類縁の構造である。β，γ相の密度はカンラン石相(α相）にくらべて，それぞれ約8％，10%大きく，また，カンラン石→スピネル転移にともなって地震波の速さは10数パーセント増加することも知られている。第5図はさらに，マントルのカンラン石のα→β転移が1,400°C程度の温度でほぼ400km付近の深さでおこることを示しており，第4図の400km付近の地震波速度の急増はα→β転移として矛盾なく説明できる。さらに細かい議論を展開すれば，β→γ転移を第4図の550km付近の小不連続の原因として考えることも許されるであろう。

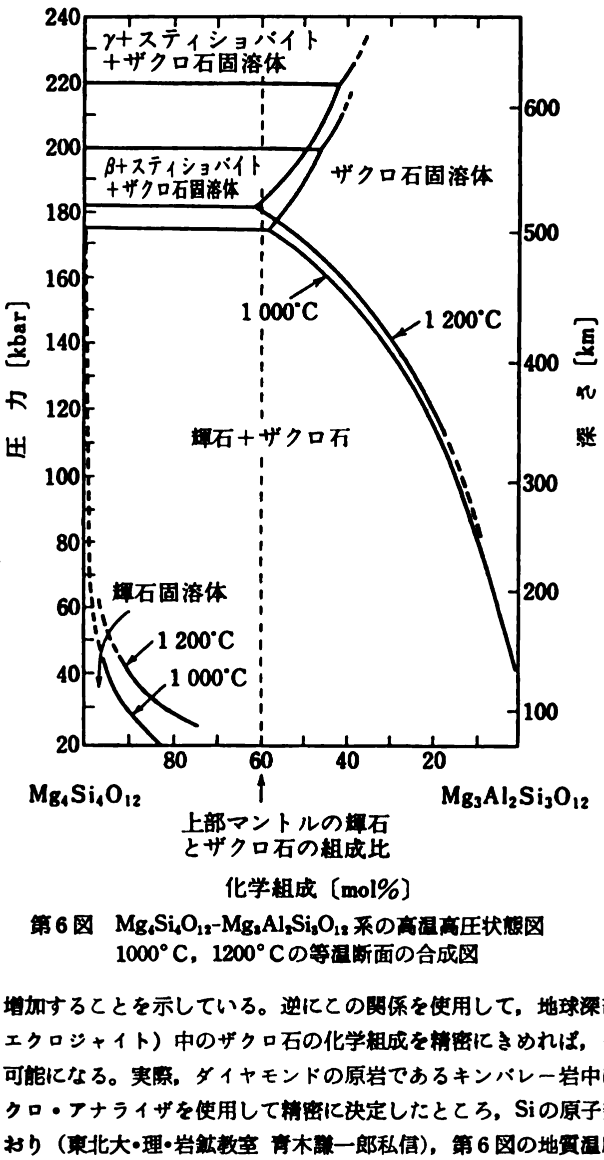


第5図　Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4系のカンラン石-変型スピネル-スピネル転移に対する状態図，800°C，1000°C，1200°Cの等温断面の合成図

カンラン石が高圧下で転移してできたスピネル相も圧力に関して決して最終的に安定な相ではない。近年，カーネギー研究所 Geophysical Laboratory や岡山大学温泉研究所でおこなわれた実験によれば，$(Mg,Fe)_2SiO_4$スピネルは220～260kbar領域で $(Mg,Fe)SiO_3$ ペロフスカイトと岩塩構造の (Mg,Fe)O に分解することが知られている。ペロフスカイトの生成が第4図の深さ670kmの地震波速度の急増に深く関わっていることは明らかである。

輝石，ザクロ石の高圧相

上部マントル構成鉱物として，カンラン石に次いで重要な鉱物は輝石とザクロ石である。輝石とザクロ石とは化学組成も結晶構造も一見まったく別種の鉱物であり，その間には類縁関係はないかに見える。しかし，地殻の岩石中にアルミナス・エンスタタイトの存在が知られていることが示すように，自然界では $Mg^{2+}+Si^{4+} \rightleftarrows 2Al^{3+}$ の置換反応が $MgSiO_3$ 輝石と $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ ザクロ石の間におこると考えられる〔$MgSiO_3$ を4分子とって，$Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$ と書けば，輝石とザクロ石の化学組成が類縁関係にあることは



第6図 $Mg_4Si_4O_{12}$-$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ 系の高温高圧状態図
1000°C，1200°Cの等温断面の合成図

明瞭であろう〕。アルミナス・エンスタタイトの存在は輝石に少量のパイロープ・ザクロ石が固溶したとして解釈されるが，マントル深部に対応する超高圧力領域ではこの固溶関係はどうなるであろうか。

第6図に輝石―ザクロ石系の相平衡図の代表として$MgSiO_3$-$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$系の超高圧下の挙動を示した。図から得られる情報でもっとも重要なことは(i)アルミナス・エンスタタイトに代表される輝石中へのザクロ石の固溶量は圧力の上昇とともに減少すること，(ii)これと対照的に超高圧高温下ではザクロ石中に輝石成分が固溶して複雑な化学組成のザクロ石固溶体が生成すること，である。図の縦軸の圧力値を深さに換算すると，地球内部で輝石が消失する深さはほぼ500～600kmになり，これは第4図の地震波速度の小不連続とも対応している。

第6図はまた，ザクロ石中への輝石の固溶量の増加は，60kbar以上で著しくなることを示している。圧力60 kbarは深さでは百数十kmに対応するので，第6図の関係は，地球深部由来のザクロ石中のSiの原子数が，$2Al^{3+} \rightleftarrows Mg^{2+}+Si^{4+}$の置換反応によって，化学量論的な原子数3よりわずかながら増加することを示している。逆にこの関係を使用して，地球深部由来岩石（ザクロ石かんらん岩あるいはエクロジャイト）中のザクロ石の化学組成を精密にきめれば，その岩石の生成した深さを決定することも可能になる。実際，ダイヤモンドの原岩であるキンバレー岩中に含まれるザクロ石の化学組成をX線マイクロ・アナライザを使用して精密に決定したところ，Siの原子数が有意に3より大きくなると報告されており（東北大•理•岩鉱教室 青木謙一郎私信），第6図の地質温度計としての有効性は証明されている。

輝石やザクロ石の超高圧下の挙動を議論する際に，第6図はあまりにも単純化された系であり，実際にはFe^{2+}やCa^{2+}の影響も考慮しなければならない。実験の結果によれば，Fe^{2+}の固溶は転移圧を下げ，Ca^{2+}の固溶は転移圧を上昇させる。したがって，第6図は単純な系ではあっても，地球深部を議論する際にかなり良い近似となる。第6図に示された圧力よりもさらに高い圧力領域では，輝石成分を吸収して生成した複雑な化学組成のザクロ石構造固溶体は，順次イルメナイト構造，ペロフスカイト構造に転移することが定性的に確立されている。深さ670kmの地震波速度不連続にこのペロフスカイト構造固溶体の生成が関与していることは間違いないであろう。珪酸塩ペロフスカイトは，さきに$(Mg, Fe)_2SiO_4$カンラン石の超高圧相としても生成することを示したので，実際の地球深部下部マントルに存在するペロフスカイト

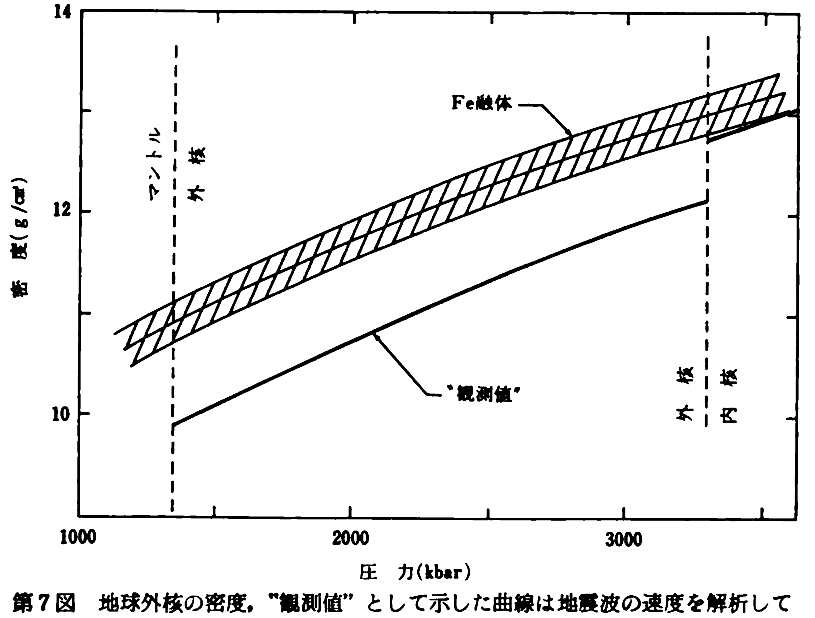
の化学組成はきわめて複雑なものとなることが予測される。

以上は上部マントル構成鉱物の高圧相転移実験にもとづいたマントル遷移層に存在可能な高圧相鉱物のモデルであるが，近年これらの高圧鉱物の弾性定数が直接あるいは間接に決定されるようになり，第4図の地震波速度の深さ分布と対比する際に，各高圧鉱物の量比まで議論できるようになってきた。その結果，マントルを上部マントルから下部マントルまで一様な化学組成と考えるにはかなりの困難が生じ，深さ400km，670kmの不連続は相境界であると同時に，化学組成の境界でもあると考えた方が都合が良いとの説が有力になりつつある。具体的には，マントル遷移層の地震波速度を定量的に説明するには，従来のパイロライト・マントル・モデル（カンラン石57重量%，斜方輝石17%，ザクロ石14%，単斜輝石12%）よりもピクライト的エクロジャイト（単斜輝石44%，ザクロ石37%，カンラン石16%，斜方輝石3%）モデルの方が都合が良いとの指摘がある。

III. 地球核—水素固溶の可能性—

地球核は固体の内核と流体の外核から成り，そのいずれもが主としてFeから構成されているというのが定説である。第7図には地震波の伝播速度の解析から得られる地球核の密度に関する情報を，Fe融体の衝撃波加圧実験の結果と対比して示した。図からマントルと外核の境界では，地球核の密度は純Fe融体より9.2%小さく，外核—内核の境界で8.5%小さいことがわかる。外核の密度が純Feより小さいことの原因は，従来，Fe中に軽い元素，たとえばO，S，Siなどが溶けているためであるとするのが有力であった。以下の議論は，水素こそFeの密度を減らすのに最適の元素であり，しかも地球創成時の情況を考慮すると必然的に地球核には水素が固溶するとの新説である。

水素はもっとも軽い元素であり，しかも宇宙にもっとも豊富に存在する元素であるため，これまでもFe中への水素の固溶を考えた研究者があったが，高温高圧下のFe-H系について信頼できる実験が欠除していたため，あまり積極的な支持は得られていなかった。実際，鉄中に水素は殆んど溶けないというのが常識であり，室温で1気圧のH_2ガス中で固溶度，$x=[H]/[Fe]$は1×10^{-5}程度と報告されている。



第7図　地球外核の密度，"観測値"として示した曲線は地震波の速度を解析して得られた一つのモデル

しかし，ごく最近，高温高圧下では鉄中に多量の水素が固溶することが実験的に確認された。すなわち，ソ連の科学アカデミー固体物理研究所のグループは水素圧67kbar，250°Cで εFe（六方最密構造）に水素が濃度〔H〕/〔Fe〕=0.80 まで溶けることを見出し，また，物性研究所では高温高圧下のX線回折実験により30kbar，700°Cで αFe（体心立方構造）に濃度0.13の水素が固溶することを見出した。この大量固溶はFe-H固溶体と平衡する液体水素の化学ポテンシャルが高圧下で急激に高くなるとして理論的にも説明可能である。

Fe 中に水素が固溶すると，水素は侵入元素として Fe 格子の間に入り，格子を膨張させ，密度を減少させる。いま，Feの水素化物 FeHx の密度を $\rho(x)$，純 Fe の密度を $\rho(0)$ と書けば，$\rho(x)/\rho(0)$ の値は

$$\rho(x)/\rho(0)=(1+x\triangle V_H/\Omega_0)^{-1} \quad (1)$$

で近似することができる。ここで，xは水素濃度，$\triangle V_H$ は水素一原子が固溶したことによる体積増加，Ω_0 は純 Fe の原子体積である。$\triangle V_H$に3.0Å^3/atom，$\Omega_0\simeq$11.7Å^3 の実測値をいれれば，FeHx の密度について $\rho(x)/\rho(0)=1/(1+0.25x)$ なる式が得られる。さらに地球核に相当する超高圧下で問題になる密度に対する圧縮の効果まで考慮すると，マントル—外核境界近傍で FeHx の存在によって誘起される密度減少は $\triangle\rho/\rho=0.19x(1+0.19x)$ と書くことができる。この式から，もし外核の密度不足がすべて鉄中への水素の固溶によってまかなわれるとすると，その濃度は $FeH_{0.32}$ ともとめることができる。

現実の地球で核中に水素を固溶させるには，Fe と高圧水素の反応より，Fe と H_2O との反応の方が重要であり，核中の水素の起原は地球の始源物質中の含水珪酸塩鉱物（具体的には蛇紋石など）のH_2Oに求めるのが自然であろう。ここでは，地球の始源物質としてエンスタタイト・コンドライト[1]を想定し，実際に Fe-エンスタタイト($MgSiO_3$)-H_2O 系で高温高圧下で Fe の水素化物が生成することを実証した実験結果を述べよう。

第1表にその結果をまとめて示した。表には，Fe+エンスタタイト($MgSiO_3$)をH_2Oなしの条件で高温高圧処理した場合には，何の変化もおこらないことを示している。一方，Fe+エンスタタイト($MgSiO_3$)の系に H_2O が加わると，約50kbar，1,200°Cという条件でカンラン石が輝石に加えて実験生成物に認められるようになったことを示している。また，このカンラン石には Fe^{2+} が固溶していることが確認されたことも重要な情報である。実験生成物中のカンラン石の存在は，高温高圧下で以下の反応がおこったことを示唆している。

$$(2/x+1)Fe+H_2O\rightarrow(2/x)FeHx+FeO \quad (2)$$

$$FeO+MgSiO_3\rightarrow (Mg,Fe)_2SiO_4 \quad (3)$$

すなわち，反応生成物に $(Mg,Fe)_2SiO_4$ カンラン石の確認は，(2)式の反応が "Wet" 条件でおこったことを意味する。第1表の反応生成物に FeHx がみとめられずに Fe しか認められないのは，水素の拡散が早いため，高温高圧下では FeHx であっても圧力を除去するとただちに水素が逸散し，Fe にもどってしまうと考えれば充分説明可能である。

ここで考えられた反応で生成した FeHx は実際の地球では密度が大きいため重力で沈降し原始地球の中心に集積して核をつくることになる。そして上部にカンラン石と輝石からなるマントルを残すことにな

第1表　Fe-$MgSiO_3$-H_2O 系の高温高圧実験の結果

出発物質	温度	圧力	時間	生成物
5Fe+3En	1100°C	51 kbar	60 min	Fe+En
5Fe+3En+Water	1000°C	51 kbar	60 min	Ol+Fe+Px
5Fe+2.14En+0.86 (Br+SA)	1100°C	52 kbar	60 min	Ol+Fe+Px

En：エンスタタイト（$MgSiO_3$ 輝石），Br：ブルーサイト（$Mg(OH)_2$），SA：珪酸（$SiO_2\cdot xH_2O$），
Ol：鉄を含んだカンラン石，Px：鉄を含んだ輝石

る。Fe，エンスタタイト，H_2O の反応が地球の集積過程で実現するための条件があまりきびしいものではないことにも注目する必要がある。Fe の水素化物の核をつくるのに，現在の核の圧力条件（すなわち100万気圧領域）は必らずしも必要でないことに注意されたい。原始地球でエンスタタイト・コンドライト的な始源物質が集積する過程で，表面から百数十km以深の条件で，第1表に示したモデル反応が進行し，核とマントルの分離がはじまると考えてよいであろう。FeHx の地球核をつくるためには，始源物質に H_2O が1～2％存在することが必要であり，また，その H_2O が集積の過程で地球外に逸散しないことが必要である。現在の地球には広大な海が存在していることを考えれば，核とマントルの分離がおこった時期に H_2O が存在していたと考えてもおかしくないであろう。H_2O の存在が認められるならば，必然的に地球核には水素が固溶するというのが，ここに述べた筋書きの重要な結論である。

注

1) エンスタタイト・コンドライトは極めて還元的な状態を示し，従来，H_2Oの存在は疑問視されていたが，最近，中国に落下した隕石から大量の含水珪酸塩が検出されたとの報告がある。

文 献

秋本俊一（1978）：超高圧高温実験と地球深部物質．岩波講座“地球科学”2巻，岩波書店，p. 157-243.

——（1982）：実験室の中の地球．“地球の物理”，現代の地球観，第6章，丸善，p. 139-169.

深井　有（1984）：地球創成における鉄—水反応の役割．科学，54，36-42.

SUZUKI, T., AKIMOTO, S. and FUKAI, Y. (1984) : The System Iron-Enstatite-Water at High Pressures and Temperatures — Formation of Iron Hydride and Some Geophysical Implications. *Phys. Earth Planet. Interiors*, (in press).

地学雑誌 92-7 (1983)

島弧におけるマグマの起源

―― 最近の実験岩石学的研究 ――

久 城 育 夫*

Origin of Magmas in Island Arcs :
Recent Studies in Experimental Petrology

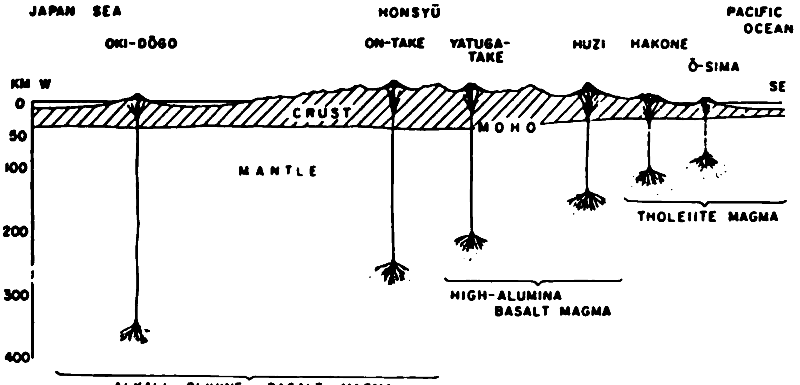
Ikuo KUSHIRO

I. はじめに

日本列島における第四紀の火山岩については，小藤文次郎 (1916) 以来，多くの岩石学的および地球化学的研究がなされ，世界の島弧や大陸周縁部の火山帯の中では最もよくその性質が分っていると云ってよい。また，豊富なデータに基づいて，それらの火山岩の成因につき多くの考察や議論が行われてきた。しかし，それにもかかわらずこの成因に関する問題には不明の点が多く，解決には程遠い状況である。最近，島弧のマグマの成因を明らかにする上で有用な実験的研究が行われ，これまでのマグマの成因論より一歩進んだ定量的な議論ができるようになった。本稿では最近のこれらの実験的研究の成果を紹介する。その他に最近，島弧の火山岩の成因を明らかにする上で重要と考えられる岩石学的および地球化学的な新事実が次々に明らかにされつつある。それらについての紹介は別の機会にゆずることにする。

II. 玄武岩質マグマの起源

島弧の火山岩のうちで，カルクアルカリ安山岩が最も特徴的と考えられており，その成因に関しては非常に多くの議論が為されている。それらについては最近 GILL (1981) がまとめている。しかし，島弧の玄武岩も量の上からも，また島弧のマントル物質を知る上からも，極めて重要であり，その玄武岩の成因を明らかにすることも同じく重要である。

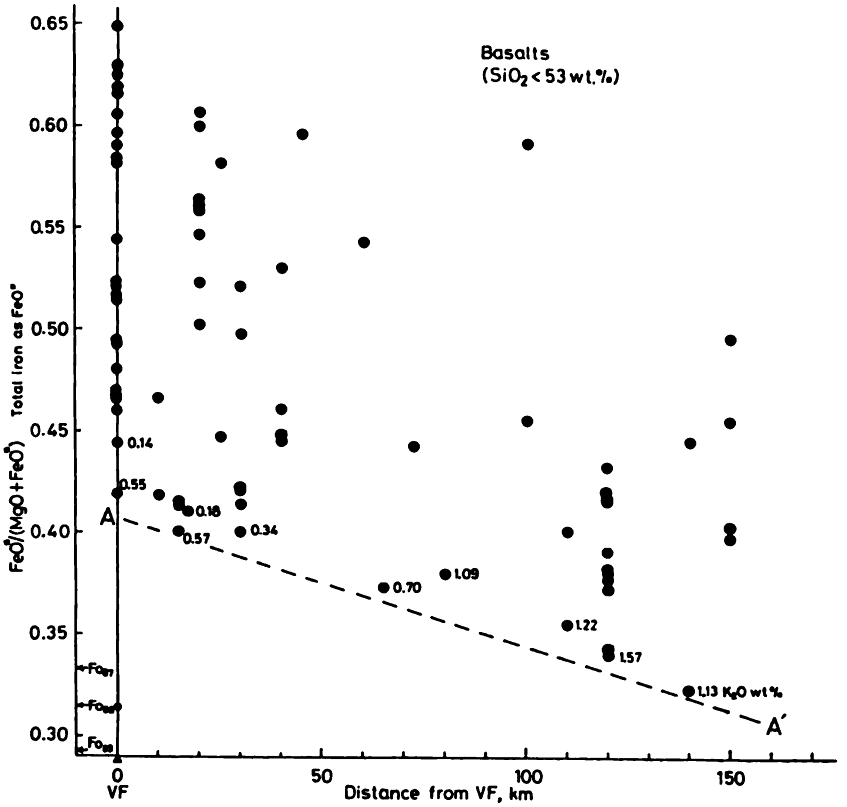


第1図 久野 (1966) による日本列島の玄武岩質マグマ発生のモデル

日本列島の玄武岩の岩石学的性質および成因論に関しては久野 久による研究（久野 1959, 1960, 1966 など）が最もよく知られている。第1図に久野(1966)のモデルを示す。

* 東京大学理学部地質学教室 Geological Institute, University of Tokyo

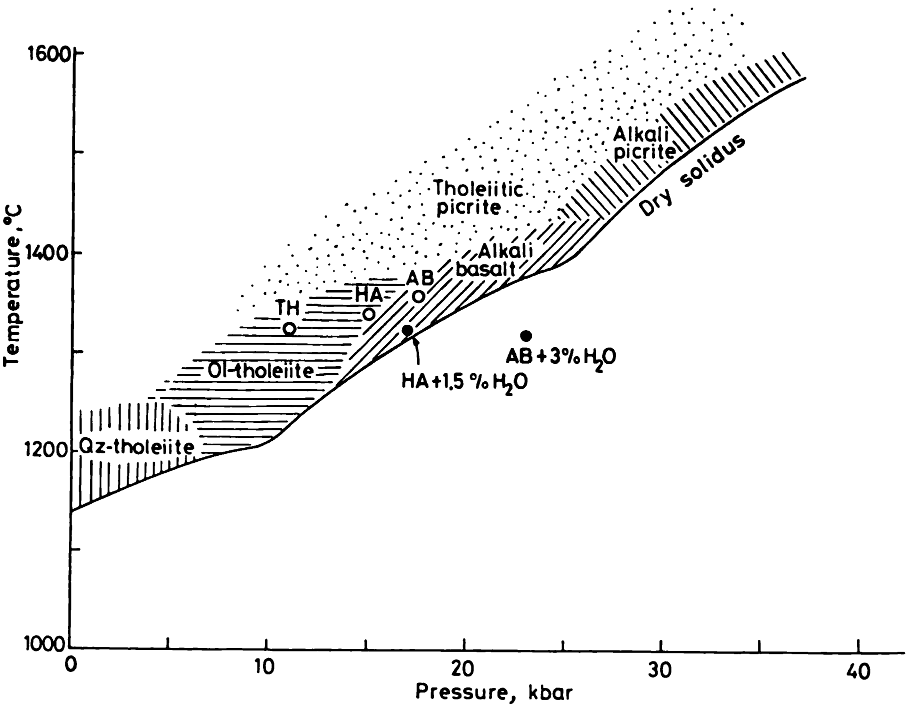
このモデルでは日本列島の玄武岩質マグマが上部マントルのカンラン岩の部分融解によって直接生じることが前提になっている。久野は，日本列島において太平洋側から日本海側に向ってソレアイト質玄武岩，高アルミナ玄武岩，アルカリ・カンラン石玄武岩の各マグマの生じる深さが次第に深くなっていると考えた。また，生じる深さは，和達清夫によって明らかにされた深発地震帯の深さに対応すると考えた。このモデルは当時極めて斬新なもので多くの注目を集めた。当時盛んになりつつあったマグマの成因に関する実験岩石学の研究者達は，この久野のモデルを実験的に検討し始めた。その結果，久野のモデルは定性的には正しいが，マグマの生じる深さに関しては正しくないという結論に達した（例えば GREEN et al. 1967）。すなわち，久野の想定した各玄武岩マグマの発生する深さは実験的に求められる深さに比べて深すぎるのである。もう一つの問題は，このモデルでは地表で見られる玄武岩は上部マントルで生じた玄武岩質マグマが殆どその化学組成を変化することなく噴出したものであることが前提になっているが，それが必ずしも正しくないらしいことである。この指摘は O'HARA (1965) によってすでに為されていたが，確実な証拠はなかった。しかし，最近になって，上部マントルのカンラン岩と共存し得るマグマの条件が明らかになり，その結果，日本列島の玄武岩のかなりのものは，上部マントルで生じた玄武岩質マグマが噴出するまでに化学組成を変化させたものであることが分って来た。そのことを示す最もよい例は玄武岩の Fe と Mg の比である。第2図に，日本列島の第四紀の玄武岩の FeO/(MgO+FeO) 比（この場合の



第2図　日本列島における第四紀玄武岩の FeO/(MgO+FeO) 比を火山フロントからの距離に対してプロットした図（久城　1983）
FeO は全鉄をとってある。点の横の数字は K_2O の重量%.

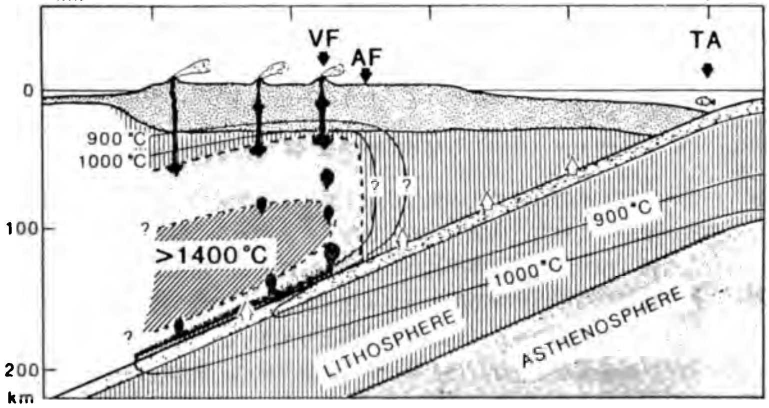
FeO は全鉄をとってある）を，火山フロント（火山の分布する帯の海溝側の縁）からの距離に対して示す。図のように，火山フロント附近の玄武岩，例えば伊豆大島や三宅島，富士山，および東北地方の最も太平洋側に分布する火山の玄武岩は全体的に FeO/(MgO+FeO) 比が大きい。一方，火山フロントから遠い日本海側に分布する玄武岩はこの比が比較的小さい。特に注目すべきことは，この比の下限（A-A′）が火山フロントから離れるに従って小さくなることである。

玄武岩質マグマ中の FeO/(MgO+FeO) 比は，共存するカンラン石や輝石などのマフィック鉱物の同比とある一定の関係がある。特にカンラン石との間の関係（Mg－Fe^{2+}の分配）は比較的よく決定されている。すなわち，1気圧下では玄武岩質マグマとカンラン石の間の分配係数〔$K_D=(X^{Ol}_{FeO})\cdot(X^{Liq}_{MgO})/(X^{Liq}_{FeO})\cdot(X^{Ol}_{MgO})$〕は温度に殆ど関係なく約0.30である（ROEDER and EMSLIE 1970）。一方，高圧下での分配係数はあまり確かな測定データがなかったが，最近，高橋と久城（1983）は35キロバールまでこの分配係数を測定し，1気圧下と殆ど変らないことを明らかにした。この結果に基づくと，火山フロント附近の玄武岩は殆ど全て，上部マントルで直接生じた玄武岩質マグマ（初生玄武岩質マグマ）そのものでなく，カンラン石や輝石などのマフィック鉱物を晶出させた残液であることになる。一方，日本海附近に分布する玄武岩（多くはアルカリ玄武岩）のあるものは初生玄武岩質マグマが殆ど変化しないで噴出した可能性がある。同様の議論はカンラン石と液との間の Ni の分配に基づいてすでになされている（福山 1978）。初生玄武岩質マグマの FeO/(MgO+FeO) は第2図で0.35以下（多くは0.32以下）と考えられる。第2図の玄武岩は全鉄をとってあり，Fe^{2+}のみをとると各点はもう少し下る。次の問題は，初生玄武岩質マグマが日本列島の下のどこで生じるかということである。この問題に関する最近の，巽その他（1983）による実験的研究をここで紹介しよう。この研究では，まず東北日本弧における初生玄武岩質マグマの化学組成を求めた。初生玄武岩質マグマの Fe/Mg 比は上に示した通りであるが，主要成分について組成を出す必要がある。それにはまず，第2図の下限（A-A′）に近い FeO/(MgO+FeO) 比を持つ東北日本弧の玄武岩の中から，カンラン石を斑晶として含む玄武岩を選ぶ。それらの玄武岩が初生玄武岩質マグマから主としてカンラン石の分離による分別結晶作用によって生じたと仮定して，それらの玄武岩に，取り去られたと考えられるカンラン石を順次加えることで初生玄武岩質マグマの化学組成を求める。この場合カンラン石を加える過程は，最大分別の過程の逆になるようにする。詳しい計算方法ははぶくが，こうして，初生ソレアイト質，高アルミナ玄武岩質およびアルカリ玄武岩質マグマの化学組成が求められる。次にこれらの初生玄武岩質マグマの化学組成について高温・高圧実験を行ない，それらのマグマが上部マントルのカンラン岩と平衡になる条件を求めた。ここで問題になることは，島弧のマグマ中には多かれ少なかれ水が含まれていると考えられているが，その水の量がどのくらいかと云うことである。榴山（1979a, 1983）は東北日本弧の火山岩の斑晶の組合せと，水の存在下でのマグマの結晶作用の実験結果とから，東北日本では火山フロントから日本海側に向って，マグマ中に含まれていた水の量は増加すること，また初生マグマ中の水の量は最大約3％（重量）と見積った。この見積りを正しいとして，実験では，初生アルカリ玄武岩マグマには3％，また，初生高アルミナ玄武岩マグマには1.5％水を加えて実験を行なった。また，無水の条件下で三種の初生玄武岩質マグマ組成について実験を行なった。その結果，これらの初生玄武岩質マグマは，無水の条件下では10～15キロバール（深さにして30～45km）でカンラン岩と平衡になり得ることが分った。また，上記の量の水が含まれる場合は，高アルミナ玄武岩マグマが約17キロバール，またアルカリ玄武岩マグマが約23キロバールでカンラン岩と平衡になり得ることが分った（第3図）。また，平衡になる温度は水が存在していても1300°C以上であることも示された。これらの結果は，東北日本弧の上部マントルにおいて玄武岩質マグマの生じる深さが，火山フロントから日本海に向って次第に深くなることを示しており，久野の最初の予想を支持する。しかし，生じる深さは久野が考えた深さよりずっと浅く，火山フロントの近くでは殆どモホ不連続面の直下である。そのような浅い部分での温度が定常的に1300°C以上であるとはとても考え難いことから，巽ら（1983）はもっと深い部分から高温のダイアピル



第3図　東北日本の初生玄武岩質マグマがカンラン岩と平衡になり得る温度・圧力
TH：初生ソレアイト質マグマ，HA：初生高アルミナ玄武岩質マグマ，AB：初生アルカリ玄武岩質マグマ（巽その他　1983）。カンラン岩の無水のソリダスおよび各種玄武岩質，ピクライト質マグマの生成条件は高橋と久城（1983）による。

が上昇して来，そのダイアピル内で圧力低下のためマグマが生じると考えた。ダイアピルがどこから上昇し始めるかは勿論分らないが，沈み込み帯のすぐ上部と想定してある。これは沈み込み帯からの水によって，その上部のマントル物質がごく少量融解し，その結果，粘性と密度が周囲に比べて低下することを考えると充分可能性がある。さらに，ダイアピルの温度履歴を融解の潜熱を用いて求めると，ダイアピルは深部では1400°C近くの温度でなければならないことになり，ダイアピルの起源を深部に

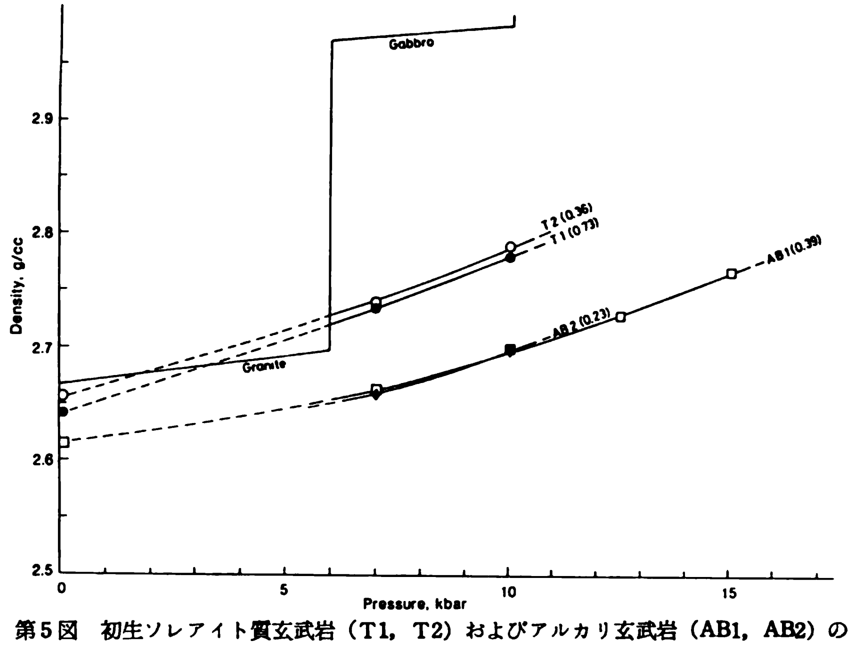


第4図　東北日本弧における初生玄武岩マグマの発生および上部マントルの温度分布を示す模式的断面図（巽その他　1983）
VF：火山フロント，AF：アサイスミックフロント，TA：海溝軸

求めなければならないことになる。以上のような点を考慮して描いた，東北日本弧の玄武岩質マグマの発生のモデルを第4図に示す。このモデルは今後地球物理学的な面からも検討される必要がある。また，このモデルに他のマグマ，特に安山岩質，流紋岩質マグマの成因がどう組み込まれるかの問題が残されている。しかし，マグマの生じる深さと温度に関して定量的である点でこれまでのものに比べて一歩進んだものと云える。

III. マグマの密度と粘性

上部マントルで発生した初生玄武岩質マグマは地表に向って上昇するが，その上昇の機構や速度を明らかにするにはマグマの密度や粘性を知ることが必要である。種々のマグマの密度や粘性は1気圧下では多く測定されているが，地殻下部や上部マントルの圧力下では殆ど測定がなされていなかった。しかし，この数年間に高圧下でもかなり精度よく測定が出来るようになった。ここではそれらのうち，島弧のマグマの成因に関係するものを紹介する。



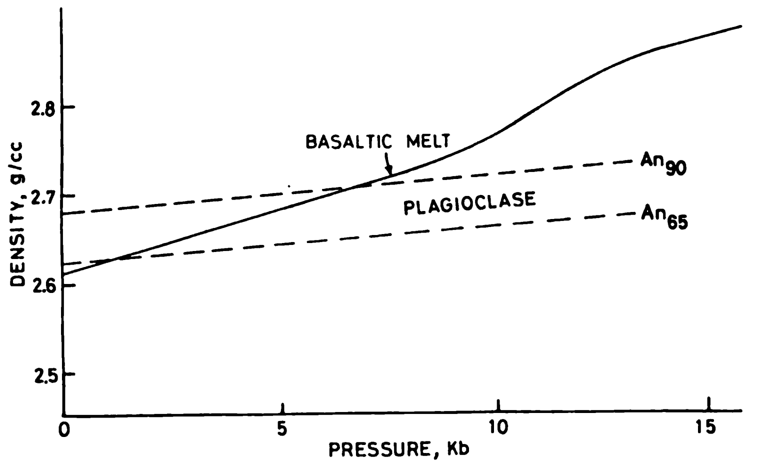
第5図　初生ソレアイト質玄武岩（T1，T2）およびアルカリ玄武岩（AB1，AB2）の融解物の密度（久城 1983）
比較のため，ハンレイ岩・カコウ岩よりなる仮想的な地殻の密度分布を示す。

日本列島，特に東北日本で生じる初生玄武岩質マグマの化学組成に関しては前節で述べたが，それらのマグマの密度や粘性を求める実験が最近行われた（久城 1982，1983）。実験方法の詳細はここでは述べない（久城その他 1976，藤井と久城 1977，などに書かれてある）。第5図に，初生ソレアイト質玄武岩およびアルカリ玄武岩それぞれ2種類づつの融解物の圧力による密度変化を示す。図で明らかなように，初生ソレアイト質玄武岩の融解物の密度はアルカリ玄武岩のそれより大きい。同じ図にハンレイ岩とカコウ岩の平均的密度も示してある。興味あることは，初生ソレアイト質玄武岩の融解物の密度はカコウ岩の密度より大きいことである。もし，マグマが主として密度差（浮力）によって上昇するとすれば，初生ソレアイト質マグマはカコウ岩の中を上昇できないことになる。もし地殻が下部のハンレイ岩質の層と上部のカコウ岩質の層よりなるとすれば，初生ソレアイト質マグマは，地殻の中部でマグマ溜りをつくる

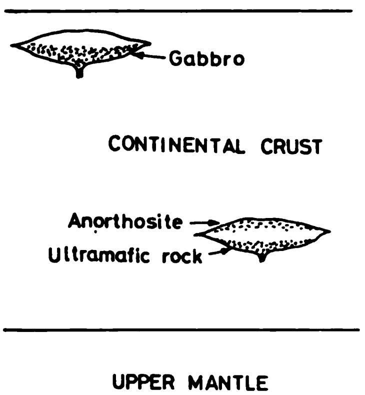
ことになる。そして，マグマがカンラン石その他の結晶を晶出させ，また揮発性成分に富むようになり，その密度がカコウ岩の密度より小さくなると再び上昇し得ることになる。ただしマグマが結晶分化をしても鉄が著しく濃集する場合には必ずしも密度は小さくならない。一方，アルカリ玄武岩質マグマは無水でもカコウ岩より密度が小さく，上記のような地殻中でも上昇を続け，あまり結晶分化をすることなしに地表に達することができる。アルカリ玄武岩質マグマは一般に水その他の揮発性成分に比較的富んでおり，密度は更に低下すると考えられる。第2図に示される FeO/(MgO+FeO) 比の変化，すなわち，火山フロント附近のソレアイト質玄武岩は結晶分化をしてこの比が大きくなっているのに対して，日本海側のアルカリ玄武岩の多くは比較的結晶分化をしておらずこの比が小さいことは，上のような初生マグマの密度の差に帰因する可能性がある。日本海附近のアルカリ玄武岩にはしばしば上部マントル起源のカンラン岩の捕獲岩が含まれているが，ソレアイト質玄武岩には含まれていない。このことはアルカリ玄武岩質マグマが地殻内を比較的速く上昇したことを示しており，上の議論を支持する。

島弧や大陸地域に噴出した玄武岩質マグマは全てカコウ岩より密度が小さいかというとそうではない。例えば，比較的鉄に富む台地玄武岩のマグマにはカコウ岩より密度の大きなものがある。そのようなマグマがカコウ岩を主とする地殻上部を通過して噴出することができるのは，マグマを噴出させる火道あるいは割れ目がカコウ岩層の下の密度の大きな部分まで続いている場合である。そのような場合には，割れ目を満したマグマの荷重よりも周囲の岩石の荷重（同一面積当りの）の方が大きくなり，マグマは地表に噴出し得る。恐らく台地玄武岩の噴出はこのような場合に相当すると考えられる。台地玄武岩に関する同様の議論はすでに行われている（例えば COX 1980)。

マグマの密度はマグマの上昇の問題だけでなくマグマの結晶分化の機構にも関係する。ここでは圧力の効果が結晶分化に著しく影響する場合の例を示す。第6図にカンラン石玄武岩（キラウエア1921年の噴火）の融解物の密度変化を示す。同じ図に2種の斜長石 An_{65} と An_{90}) の密度も示す。図で示されるように，1気圧では両斜長石とも玄武岩質融解物より密度が大きいが，圧力が上昇するとその関係が逆転する (An_{90}, An_{65} でそれぞれ約7および1キロバール)。従って，玄武岩質マグマが浅い部分でマグマ溜りをつくり斜長石を晶出させれば斜長石はマフィック鉱物とともに沈降してハンレイ岩を生じる。一方，地殻の深い部分でマグマ溜りをつくると，晶出した斜長石は浮上してマグマ溜りの上部に斜長岩を，また，下部にはマフィック鉱物よりなる超マフィック岩を生じることになる（第7図)。大陸地域の高変成を受けた変成岩中に見られる斜長岩のあるものはこのようにして生じたものかも知れない。この可能性は斜長岩の野外観察からも指摘されていた (MORSE 1968, GOODE 1977)。上のような密度の逆転が起るのは，マグマは結晶に比べて圧縮率が大きいためである。しかし更に圧力が高くなると結晶は相転移を起して不連続的に密度が大きくなり，再びマグマより



第6図 キラウエア1921年のカンラン石玄武岩の融解物の圧力による密度変化および斜長石 (An_{90}, An_{65}) の密度変化（藤井・久城 1977)



第7図 大陸地殻上部，下部において玄武岩質マグマから生じ得る集積岩の違いを示す模式図（久城・藤井 1977）

密度が大きくなる場合が多い。

マントル内でもマグマと結晶の密度の逆転が起る可能性が指摘されている。すなわち，上部マントルの比較的浅い部分では，カンラン石は共存する玄武岩質マグマよりも密度が大きいが，深い部分（>150km）では逆にマグマの方がカンラン石より密度が大きくなるという可能性である（STOLPER et al. 1981)。これはカンラン石と共存するマグマが著しくマフィックになるためと，そのマグマの圧縮率がカンラン石のそれより大きいことから考えられた。しかしこれは未だ実験的に証明されていない。もしこれが正しいとすると，上部マントルで生じたマグマはある深さ以深からは浮力では上昇し得ないことになる。

マグマの粘性についても最近，高圧下での測定が可能となり，予想外の結果が得られている。ここで詳しく紹介する紙面がないが，多くの玄武岩質，安山岩質マグマは地下深くなるにしたがって粘性が低下することが明らかになった（久城その他 1976)。この理由の一つは，地下深くなるにしたがってマグマの温度は一般に高くなるからである。しかもその他に，多くのマグマの粘性は一定の温度でも圧力が上昇するにしたがって低下するためである。その結果，地下深部におけるマグマの移動やマグマ中の結晶の移動，さらにはマグマ中のある種の元素の拡散などがこれまで推定されていたより速くなると考えられる。実際にそのことを支持するデータが得られつつある。

以上，筆者の関与したグループによるマグマについての最近の実験的研究の中から主なものを紹介した。はじめにも述べたように，最近，島弧の火山岩についての岩石学的および地球化学的研究も著しく進展しつつある。例えば，マグマの混合の事実が多くの火山で見出され（柵山 1979b, 1981)，島弧の火山岩，特に安山岩についての成因を見直す必要が生じている。今後，島弧の火山岩の成因が，岩石学的，地球化学的および実験岩石学的研究の進展により一層解明されることが期待される。

文献

COX, K. G. (1980) : A model for flood basalt vulcanism. *Jour. Petrology*, 21, 629-650.

FUKUYAMA, H. (1978) : Petrological study of Ni, Rb and Sr in magmas with special reference to the mantle-magma equilibrium. 東大博士論文.

FUJII, T. and KUSHIRO, I. (1977) : Density, viscosity, and compressibility of basaltic liquid at high pressures. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, 76, 419-424.

GILL, R. C. O. (1981) : *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Spring-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

GOODE, A. D. T. (1977) : Floatation and remelting of plagioclase in the Kalka intrusion, central Australia : petrological implications for anorthosite genesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 34, 375-380.

GREEN, T. H., GREEN, D. H. and RINGWOOD (1967) : The origin of high-alumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth planet. Sci. Letters*, 2, 41-51.

KOTO, B. (1916) : On the volcanoes of Japan, I, II, III, IV and V. 地質学雑誌, 23, 1-13, 17-28, 29-56, 77-94, 95-127.

KUNO, H. (1959) : Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol., Ser. II*, 20, 37-76.

KUNO, H. (1960) : High-alumina basalt. *Jour. Petrology*, 1, 125-145.

—— (1966) : Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.

KUSHIRO, I. (1982) : Density of tholeiite and alkali basalt magmas at high pressures. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, 81, 305-309.

—— (1983) : On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 435-447.

—— and FUJII, T. (1977) : Floatation of plagioclase at high pressures and its bearing on the origin of anorthosite. *Proc. Japan Acad.*, 53, Ser. B, 262-266.

——, YODER, H. S. and MYSEN, B. O. (1976) : Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 6351-6356.

MORSE, S. A. (1968) : Layered intrusions and anorthosite genesis. In ISACHSEN, N. Y. ed.: *Origin of Anorthosite and Related Rocks*, N. Y. S. Museum Mem. 18, 175-187.

O'HARA, M. J. (1965) : Primary magmas and the origin of basalts. *Scott. Jour. Geol.*, 1, 10-40.

ROEDER, P. L. and EMSLIE, R. F. (1970) : Olivine-liquid equilibrium. *Contr. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.

SAKUYAMA, M. (1979a) : Lateral variations of H_2O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Letters*, 43, 103-111.

—— (1979b) : Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 179-208.

—— (1981) : Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan : Crystallization sequence and evidence of magma mixing. *Jour. Petrology*, 22, 553-583.

—— (1983) : Phenocryst assemblages and H_2O contents in circum-Pacific arc magmas. *Geodynamics Series, AGU and GSA.*

STOLPER, E., WALKER, D., HARGER, B. H. and HAYS, J. F. (1981) : Melt segregation from partially molten source regions : The importance of melt density and source region size. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 6261-6271.

TAKAHASHI, E. and KUSHIRO, I. (1983) : Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Amer. Mineral.*, 68, 859-879.

TATSUMI, Y., SAKUYAMA, M., FUKUYAMA, H. and KUSHIRO, I. (1983) : Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zone. *Jour. Geophys. Res.*, 88, 5815-5825.

地学雑誌 92-7 (1983)

黒鉱鉱床成因論の最近の進歩

佐藤壮郎*

Recent Progress in Genetic Studies of Kuroko Deposits

Takeo SATO

I. はじめに

1979年，東太平洋海膨上の水深2650メートルの海底に潜水したアメリカの有人潜水艇アルビン(Alvin)によって観察された，海底の鉱化熱水系の有様は，鉱床学者，特に黒鉱鉱床のような海底の噴気堆積成鉱床（最近では火山性塊状硫化物鉱床とよぶことが多い）の研究者に大きな興味と興奮をもたらした。枕状溶岩に覆われた海底に350°Cもの高温の熱水が噴出し，亜鉛を50パーセント以上も含む高品位の"鉱石"が沈澱しつつある現場が目撃されたのである（例えば MCDONALD and LUYENDYK 1981, EDMOND and DAMM 1983, 佐藤・水野 1982)。

黒鉱鉱床は，キースラーガー（別子型）鉱床やオフィオライトの中のキプロス型鉱床とともに，火山性塊状硫化物鉱床に属する代表的な鉱床である。その成因に関しては第2次大戦前から同成説と後成説の間で激しい論争が行われ，1960年代には同成説が学界で広く認められるようになったが，上述のアルビン号での観察によって，硫化物鉱床が海底でできることが初めて実証されたのである。

その後，東太平洋海膨上の他のいくつかの地点，さらにはファンデフーカ海嶺 (Juan de Fuca Ridge)，ゴーダ海嶺 (Gorda Ridge)，カリフォルニア湾のグアイマス海盆 (Guaymas Basin) などで生成しつつある，あるいは生成したばかりの塊状硫化物鉱床が続々と発見され，鉱床の生成環境や生成機構の詳しい研究がなされつつある。

以下には，「現在は過去の鍵である」という斉一論の箴言に従い，海嶺上の海底熱水作用と比較しながら，黒鉱鉱床成因論の現状を概観してみることにする。

II. 鉱床の生成環境と鉱物沈澱機構

このテーマに関しては1970年代に盛んに研究が行われた。流体包有物，鉱物の相関係，硫黄同位体比などを使って鉱化溶液の温度やpHが推定され，当時 HELGESON(1969) などによって提供された高温高塩濃度水溶液の熱力学的データに基づいて鉱化熱水系の平衡論的モデルがつくられた。これらのモデルのいくつかを海嶺の熱水系で観察・測定されたデータとともに第1表に示してある。

いささか手前味噌になるが，第1表のモデルの中では SATO (1973) のモデルが，東太平洋海膨上の熱水系に一番よく一致している。このモデルでは，弱酸性で銅や亜鉛などの有用金属をそれぞれ数ppm程度含む還元的な熱水が海底に噴出し，冷たい海水と急激に混合することによる温度低下によって硫化鉱物が沈澱するとしている。また，重晶石や硬石膏などの硫酸塩鉱物は，海水の混入による硫酸イオン濃度の増加によって，硫化鉱物とは非平衡に沈澱すると予測した。これらの予測はいずれも海嶺の活動的鉱化熱水系で実証された。特に有用金属を数ppm程度含む熱水で経済的鉱床が形成されうることと，海底熱水系で

* 地質調査所鉱床部 Mineral Deposits Department, Geological Survey of Japan

第1表　黒鉱鉱床のモデル鉱化溶液と東太平洋海膨21°N地点で噴出している熱水の比較

	黒鉱鉱床のモデル鉱化溶液				東太平洋海膨21°N
	KAJIWARA (1973)	一国 (1973/74, 1975)	SATO (1973) モデルI	SATO (1973) モデルII	(EDMOND et al. 1982, EDMOND 1982)
温度（°C）	250	200	241	248	350
pH	5〜6		3.7	4.1	〜4
化学組成(モル濃度)					
ΣCl	1	0.56	3	1	0.6
ΣS	$10^{-2.5}$—$10^{-1.1}$	10^{-3}—10^{-4}	$10^{-2.5}$	$10^{-3.0}$	$10^{-2.2}$
ΣFe	$10^{-6.7}$—$10^{-8.7}$		$10^{-3.1}$	$10^{-3.6}$	$10^{-2.7}$
ΣCu	$10^{-4.6}$—$10^{-7.6}$		$10^{-4.0}$	$10^{-4.5}$	$\sim 10^{-4}$
主要溶存硫黄種	SO_4^{-2}	SO_4^{-2}	H_2S	H_2S	H_2S
酸化硫黄種と還元硫黄種の間の平衡関係	平衡	平衡	非平衡	非平衡	非平衡*

* STYRT et al. (1981)

は熱水起源の還元硫黄種と海水起源の酸化硫黄種が非平衡であることが明確にされた意義は大きい。

海嶺の鉱化熱水系から得られたもう一つの貴重な情報は，鉱床形成に要した時間である。硫化鉱物の"煙突"は1日に数cmという早い速度で成長し（ポト　1983），ガラパゴス海嶺で発見された数100万トン以上の鉱量をもつといわれる鉱床は数10年で形成されたとされている（MALAHOFF　1982）。

黒鉱鉱床は火山活動が活発な場所で形成されたにもかかわらず，鉱石の中に火山砕屑物が含まれることが少いことから，個々の鉱床は火山活動が休止した短い期間，長くても数100年より短い時間で形成されたというのが黒鉱研究者の"常識"であった（例えば佐藤　1978）。この"常識"には確たる証拠はなかったが，これも海嶺上の現世熱水系で実証されたことになる。

一方，黒鉱鉱床の鉱石は海嶺上の塊状硫化物とは異なるいくつかの特徴をもっている。その一つは海嶺上の塊状硫化物鉱床は"煙突"の集合とその崩壊物からなっており，一般に粗粒で空隙に富んでいるのに対して，黒鉱鉱床の鉱石は緻密細粒で細かいラミナや堆積構造を示すことが多い点である。

また，海嶺上の硫化物は沈澱直後から酸素を含む新鮮な海水により急速に酸化され，酸化鉱物に変化することが観察されている（East Pacific Rise Study Group　1982, STYRT et al.　1981）。一方，黒鉱鉱床には硫化鉱物が海底で酸化を受けた証拠はまったくみられない。

この二つの相異点はおそらく共通の原因をもっている。すなわち，海嶺上の熱水系でも海水中に放出された熱水系から微細な硫化物が晶出しているが，それらは酸化的な海水によってただちに再溶解されてしまうらしい。したがって問題は，黒鉱鉱床ではなぜ沈澱物が海水による酸化を受けなかったかということになる。

これまでに提案された黒鉱鉱床の形成機構に関する仮説のなかで，上記のことを説明できると考えられるメカニズムには次のようなものがある。

1）黒鉱鉱化溶液の塩濃度が海水よりも高かったために，沈澱物が直接新鮮な海水と接することが妨げられた（SATO　1972）。

2）沈澱物を覆う"ブランケット"のようなものが形成されて，沈澱物と海水の接触を妨げた（BARTON　1978）。

3）黒鉱鉱床が形成された海底は，海水中に溶存酸素が含まれない無酸素的環境下にあった（梶原　1983a, b）。

これらのうち，1）に関しては，黒鉱鉱化溶液の塩濃度が高かったという証拠がないこと，2）に関して

は"ブランケット"の実態がはっきりしないこと，に難点があり，3)の可能性が今のところ最も魅力的である。

梶原のモデルについては後述するが，無酸素的海底環境を考えることにより，海嶺の熱水系では熱水噴出口の周囲にコロニーをつくって群棲しているチューブ・ワーム，二枚貝，カニなどの大型底棲生物（たとえば MCDONALD and LUYENDYK 1981）の化石が，黒鉱鉱床の近辺でまったく発見されたことがないことも容易に説明できるだろう。

いずれにせよ，黒鉱鉱床の形成の場となった海の環境や古地形についてはこれからの研究課題であり，CCD（炭酸カルシウム補償深度）の解釈をめぐって議論された黒鉱鉱床形成当時の海深に関する論争（GUBER and OHMOTO 1978, KITAZATO 1979, 的場 1983）にもまだ決着はついていない。

III. 鉱床構成元素の起源

黒鉱鉱石中の重金属や硫黄，さらにはそれらを運んだ熱水がどこからきたかという問題も，この10年程の間多くの研究者が取組んだテーマであった。

熱水の起源は，流体包有物中にトラップされた鉱化熱水の水素と酸素の同位体比を測定することによって推定された（OHMOTO and RYE 1974, HATTORI and SAKAI 1979）。その結果，酸素同位体比は海水とほぼ同じであり，水素同位体は海水よりやや軽いことが明らかになり，黒鉱をつくった熱水は海水と少量の天水の混合物であると解釈されている。

黒鉱構成鉱物の硫黄同位体比は硫酸塩鉱物と硫化鉱物で大きく異なる。硫酸塩鉱物は中新世の海水（+22‰）と非常に近い同位体比をもっているが，硫化鉱物は0〜+8‰，平均+5‰である（KAJIWARA 1971, KAJIWARA and DATE 1971）。したがって硫酸塩鉱物中の硫黄は海水起源であることに問題はないが，硫化鉱物中の硫黄に関してはいくつかの解釈が可能である。

一つは硫化鉱物中の硫黄は海水硫酸の還元によって生じたとするものであり（KAJIWARA 1971），この解釈は，時代によって変動する海水の硫黄同位体と同時代の火山性塊状硫化物中の硫化鉱物の硫黄同位体比が，連動して変化しているという事実（SANGSTER 1968, SASAKI 1970）によって支持される。一方，グリーンタフ地殻の新第三紀花崗岩類中の硫黄同位体も+6‰前後であることから，黒鉱中の硫化物硫黄も地下深所から供給されたという提案もある（ISHIHARA and SASAKI 1978）。また，OHMOTO and RYE (1979) は，熱水により岩石から溶出された硫黄の重要性を指摘している。

海嶺の熱水系の硫化物硫黄は+1.3〜+4.1‰の範囲にあり（STYRT et al. 1981），海水硫酸（+20‰）の還元で生じた硫黄と玄武岩中の硫黄（+0.5‰）が混合したものであると解釈されている（ARNOLD and SHEPPARD 1971, STYRT et al. 1981）。黒鉱鉱床の場合も，海水硫酸の還元により生じた硫黄に岩石中あるいはマグマ源の硫黄が混入したものと解釈するのが，今のところもっとも妥当であろう。

金属の起源に関しても，マグマ（LAMBERT and SATO 1974, URABE and SATO 1978），基盤を含めた周辺岩石（ISHIHARA and TERASHIMA 1974），海水中の溶存金属（KAJIWARA 1971）などの諸説が提案されてきた。

マグマ起源説は，黒鉱鉱床と周辺の中新世火成岩類（特に酸性火成岩）の鉛同位体比がよく似ていることからも支持される（佐藤和郎 1983）。一方，前述したように，鉱化溶液の中にマグマ水の成分は同位体的に検出されていない。しかしながら包有物の流体の水素・酸素同位体は，マグマ水の成分が20%以下なら矛盾なく解釈でき（HATTORI and SAKAI 1979），マグマ起源説は，少量であってもマグマ水が金属の運搬に基本的に重要な役割をはたしたと主張する（URABE and SATO 1978）。

一方，基盤岩類を含む周辺岩石中からの金属の溶脱は，鉛同位体比のデータから考え難い。黒鉱の鉱床鉛はグリーンタフ地域にわたって非常に均質であり，特に東北日本では全ての鉱床の値が分析誤差の範囲で一致してしまう（たとえば佐藤和郎 1983）。これに対して基盤岩類の鉛同位体比は岩種によってばら

つきが大きく，しかも全体として黒鉱鉛とはかけ離れた値をもっているからである(SATO et al. 1981)。

もし循環熱水系が基盤まで達せず，中新世の火山岩類から金属を溶脱してきたと考えるなら，黒鉱鉛の同位体比は説明可能である（佐藤和郎 1983)。しかし，鉱床下位の中新世火山岩類の厚さは一般に薄く，数100万トンもの鉱石を沈澱した循環熱水系がその中だけに限定された小規模なものであったことは考え難いというのが多くの鉱床研究者の意見である（URABE and SATO 1978, 浦辺 1982, 鹿園 1982)。

海水起源説は梶原によって一貫して主張され続けてきた。初期の論文 (KAJIWARA 1973) では，彼は通常の海水そのもので黒鉱をつくりうると主張したが，海水は鉱化溶液としてはあまりにも稀薄溶液であり，また高温での水・岩石反応を無視したモデルであった。

最近になって梶原は単純な海水起源説を止揚して「PUMOS 説」という新たな視点からの興味あるモデルを提唱している（梶原 1983a, b, c；梶原・東野 1983)。PUMOS とは，海水から重金属元素を除去する役目をしている生物源降下沈積物 (Primitive Undifferentiated Metalliferaous Organic Sediment) の略で，梶原らは PUMOS が黒鉱鉱床と石油鉱床の共通の起源物質であると主張する。すなわち PUMOS は砕屑物質の供給速度の大きい堆積場では速やかに埋没して石油・天然ガスに転移し，一方，砕屑物質の定常的供給が制限され，かつ無酸素的環境下にある海底では含有している重金属が硫化物として固定され，黒鉱鉱床（プロト黒鉱）を形成するというのである。

正直なところ，鉱床研究者の多くはこの従来とはまったく異質の説にとまどい，的確な判断を下せないでいるというのが現状であろう。しかし「PUMOS 説」は後述する黒鉱鉱床の時空分布の制約性にも説得性のある説明を与えることができ，黒鉱鉛の驚くべき同位体的均質性の説明にも魅力的である（佐々木ほか 1982)。

IV. 鉱床の時空制約性と構造場

黒鉱鉱床がある一定の層準にのみ胚胎されることは，堀越 (1960) の指摘以来このタイプの鉱床の大きな特徴とされてきた。その層準の時代は，従来西黒沢階の最上部，約13Ma とされてきたが（たとえば SATO 1974)，最近では15Ma（兼岡 1983)，あるいは13～14.5Ma（梶原 1983b）とされている。

一方，空間的にも黒鉱鉱床は島弧に平行な幅数10kmの細長いゾーンの中に濃集している。井上 (1969) はこれを黒鉱ベルトと名づけ，黒鉱ベルトは北村 (1959) の地向斜性トラフの位置に一致することを指摘した。

このような黒鉱鉱化作用の時間的・空間的制約性が，日本海の拡大に関連した構造場の変遷に起因しているのではないかということを初めて指摘したのは堀越 (1975) であった。その後日本海の生成史や日本列島におけるプレート沈み込みの様式の変化が明らかになるにつれ，黒鉱鉱床の形成を島弧の形成発達史の中の一つの重要な出来事として議論できるようになった（新妻 1979, UYEDA and NISHIWAKI 1980, CATHLES et al. 1981, 小林 1983, 上田 1983)。

40Ma 以降の日本列島のプレート沈み込み様式には，チリ型—マリアナ型—チリ型という変遷があったらしい（上田 1983)。その中で黒鉱鉱床は張力的な地殻応力が卓越していたマリアナ型の時代（21～7 Ma)（竹内ほか 1977, NAKAMURA and UYEDA 1980）に形成されている。新妻 (1979) はこのプレート沈み込み様式の変化を，金森モデルによるプレートの進化と対応させて論じている。

マリアナ型の沈み込みに伴う張力的応力場が，日本海の拡大と何らかの関係があることは確からしいが，拡大軸の位置とその発達史についてはまだ不明の点が多い。しかし，日本海には複数の拡大軸があり，その中で充分な拡大をしそこなった軸 (aborted rift あるいは failed rift) が黒鉱ベルトであったという点では多くの研究者の意見が一致している (CATHLES et al. 1981, 小林 1983, 上田 1983)。

わが国の黒鉱鉱床のみならず，世界各地のいろいろな時代の地層中に発見されている黒鉱型とよばれる

鉱床は，いずれも張力的応力場で形成されたらしい（佐藤壮郎 1983)。海嶺ももちろん張力的な応力場にある。すなわち，黒鉱型，キプロス型，別子型を含めた全ての火山性塊状硫化物鉱床は張力的応力場で生じたという重要な結論を引き出すことができる。

一方，梶原の "PUMOS 説" では，日本海における暖流（黒潮）と寒流（親潮）の垂直的成層水系の形成が，黒鉱鉱床形成の必要条件であったと主張する（梶原 1983a, b)。すなわち，成層水系が無酸素的海底環境をつくり，PUMOS の保存とその中の重金属の硫化物への転換を可能にしたとする。そして，その成層水系が形成されていた期間は多井（1963）の「有孔虫群変換線」と米谷・井上（1981）の「浮遊性有孔虫群集変換面」にはさまれた 14.5± 5 ～13Ma であったと結論している（梶原 1983b)。前述したように "PUMOS 説" の評価はまだ定まっていないが，マリアナ型の沈み込みの時代（21～7Ma）の中で何故限られた時期にしか黒鉱鉱床が形成されていないかということを説明することができるのは，今のところ同説が唯一つである。

V. 今後の課題

過去20年余りの黒鉱成因論の歴史を振返ってみると，1960年代は復活した同成的成因論が定着し，探鉱にも応用されて大成功をおさめた時代，1970年代は主として同位体の研究から鉱床生成環境や熱水と重金属の起源についての理解が深まった時代，と総括できるだろう。そして1980年代は，海嶺上の活動中の鉱化熱水系との比較研究，さらには梶原の "PUMOS 説" の提唱により，黒鉱鉱床の研究はまた一つの転換点に立っているように見える。本稿で紹介したように，黒鉱成因論は鉱床研究者や鉱山地質家だけの興味の対象から，広い分野の地球科学者の学際的研究を要請できるまでに発展してきた。今後は島弧の構造発達史，さらには海洋を含めた地球表層部の進化史という大きなフレームワークの中で，黒鉱鉱床および火山性塊状硫化物鉱床全般の成因を論じる方向へと研究が発展していくであろう。

一方，背弧海盆の拡大に関連して黒鉱鉱床が形成されたという認識から，現在の活動的背弧海盆，日本近海ではマリアナ・トラフや小笠原背弧盆で黒鉱鉱床が形成されつつあるのではないかと期待されるようになった(上田 1980, 1983；藤岡 1983)。これらの海域で活動的な海底熱水系を探そうというプロジェクトも地質調査所などを中心に具体化しつつある。もしそれが成功すれば，黒鉱鉱化作用の実体に関するわれわれの知識は飛躍的に増大するであろう。

文献

ARNOLD, M. and SHEPPARD, M. F. (1981) : East Pacific Rise at latitude 21°N : isotopic composition and origin of the hydrothermal sulphur. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 148-156.

BARTON, P. B., Jr. (1978) : Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe mine, Akita Prefecture, Japan. *Mining Geol.*, **28**, 293-300.

CATHLES, L. M., GUBER, A. L., LENAGH, T. C. and DUDAS, F. (1981) : Failed rifts and Kuroko-type massive sulfide deposits. *Mining Geol.*, **31**, 50-51 (abstract).

East Pacific Rise Study Group (1981) : Crustal processes of the mid-oceanic ridges. *Science*, **213**, 31-40.

EDMOND, J. M. (1982) : The chemistry of ridge crest hot springs. *Marine Tech. Soc. Jour.*, **16**, 3, 23-25.

—— and DAMM, K. L. V. (1983) : Hot springs on the ocean floor. *Sci. American*, **248**, 4, 70-85.

——, ——, MCDUFF, R. E. and MEASURES, C. I. (1982) : Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, **297**, 187-191.

藤岡換太郎 (1983)：黒鉱鉱床はどこで形成されたか．鉱山地質特別第11号，55-68.

GUBER, A. L. and OHMOTO, H. (1978) : Deep sea environment of Kuroko formation as indicated by the benthic foraminifera from the Hokuroku district, Japan. *Mining Geol.*, **28**,

245-256.
HATTORI, K. and SAKAI, H. (1979) : D/H rations, origins, and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan. *Econ. Geol.*, 74, 535-555.
HELGESON, H. C. (1968) : Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. Jour. Sci.*, 267, 724-807.
堀越　叡 (1960)：花岡一小坂地域におけるクロコーの層序的位置．鉱山地質，10，300-310.
—— (1975)：新生代造山運動と火山性鉱床のテクトニクス．火山 (第2集)，20，特別号，341-353.
一国雅己 (1973/74)：温泉水から推定した黒鉱鉱液の化学．地球化学，718，42-46.
—— (1975)：黒鉱鉱液の化学的モデル．岩鉱，70，71-78.
井上　武 (1969)：東北グリンタフ地域における新第三紀鉱化期並びに黒鉱ベルト．秋大地下資源研報，33，17-30.
ISHIHARA, S. and SASAKI, A. (1978) : Sulfur of Kuroko deposits-A deep seated origin ? *Mining Geol.*, 28, 361-367.
—— and TERASHIMA, S. (1974) : Base metal contents of the basement rocks of Kuroko deposits-an overall view to examine their effect on the Kuroko mineralization. *Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue* 6, 421-431.
KAJIWARA, Y. (1971) : Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of Shakanai No. 1 deposit,s Akita Prefecture, Japan. *Geochem. Jour.*, 4, 157-181.
—— (1973) : Chemical composition of ore-forming solution responsible for the Kuroko type mineralization in Japan. *Geochem. Jour.*, 6, 141-149.
梶原良道 (1983a)：黒鉱鉱床生成の地史学的意義 —「黒鉱—石油同源説」—．鉱山地質特別第11号，289-304.
—— (1983b)：黒鉱鉱床生成時間帯の生層序学的指標．鉱山地質特別第11号，305-310.
—— (1983c)：黒鉱鉱床初生物質，PUMOS，の地球化学的モデル．鉱山地質特別第11号，323-330.
KAJIWARA, Y. and DATE, J. (1971) : Sulfur isotope study of Kuroko-type and Kieslager-type strata-bound massive sulfide deposits in Japan. *Geochem. Jour.*, 5, 133-150.
梶原良道・東野徳夫 (1983)：黒鉱鉱床金属組成の成因的意義．鉱山地質特別第11号，311-322.
兼岡一郎 (1983)：東北日本の火山岩類の放射年代．鉱山地質特別第11号，69-78.
北村　信 (1959)：東北地方における第三紀造山運動について —奥羽脊梁山脈を中心として—．東北大学地質古生物研邦報，49，1-98.
KITAZATO, H. (1979) : Marine paleo-bathymetry of the Hokuroku district during the time of the Kuroko deposition, based on foraminiferal assemblages. *Mining Geol.*, 29, 207-216.
小林和男 (1983)：日本海の拡大と日本列島の移動．鉱山地質特別第11号，23-36.
LAMBERT, I. B. and SATO, T. (1974) : The Kuroko and associated ore deposits of Japan : a review of their features and metallo-genesis. *Econ. Geol.*, 69, 1215-1236.
MACDONALD, K. C. and LUYENDYK, B. P. (1981) : The crest of the East Pacific Rise. *Sci. American*, 244, 5, 86-99.
米谷盛寿郎・井上洋子 (1981)：新潟堆積盆地における中新統中下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷．化石，30，73-78.
MALAHOFF, A. (1982) : A comparison of the massive submarine poly-metallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits. *Marine Tech. Soc. Jour.*, 16, 3, 39-45.
的場保望 (1983)：黒鉱生成時の古水深に関する最近の論争について．鉱山地質特別第11号，251-262.
NAKAMURA, K. and UYEDA, S. (1980) : Stress gradient in arc-back arc regions and plate subduction. *Jour. Geophys. Res.*, 85, 6419-6428.
新妻信明 (1979)：東北日本弧の地質構造発達—プレートの沈み込み過程をさぐる—．科学，49，36-43.
OHMOTO, H. and RYE, R. O. (1974) : Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. *Econ. Geol.*, 69, 947-953.
—— and —— (1979) : Isotopes of sulfur and carbon. In BARNES, H. L., ed. : *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* New York, John Wiley and Sons, 509-567.
ボト，G. (1983)：中央海嶺軸部における大洋底熱水作用．海洋科学，15，506-511.

SANGSTER, D. F. 1968 : Relative sulphur isotope abundances of ancient seas and strata-bound sulphide deposits. Geol. Assoc. Canada, Proc., 17, 79-91.
SASAKI, A. 1970 : Seawater sulfate as a possible determinant for sulfur isotopic compositions of some strata-bound sulfide ores. Geochem. Jour., 4, 41-51.
佐々木 昭・佐藤和郎・G. L. カミング 1982 : [illegible] 鉱山地質, 32, 457-474.
佐藤和郎 1980 : 黒鉱の[illegible] 鉱山地質特別号, [illegible]
SATO, K., DELEVAUX, M. H. and DOE, B. R. 1981 : Lead isotope measurements on ores, igneous and sedimentary rocks from the Kuroko mineralization area. Geochem. Jour., 15, 135-140.
SATO, T. 1972 : Behaviours of ore-forming solutions in seawater. Mining Geol., 22, 31-42.
—— 1973 : A chloride complex model for Kuroko mineralization. Geochem. Jour., 7, 245-270.
—— 1974 : Distribution and geological setting of the Kuroko deposits. Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, 1-9.
佐藤壮郎 1978 : 黒鉱鉱床—その成因と進化—. 科学, 48, 285-294.
—— 1983 : 地球史の中の黒鉱型鉱床. 鉱山地質特別号, 11, 1-22.
——・[illegible] 1982 : [illegible] 科学, 52, 381-386.
[illegible] 1982 : 黒鉱鉱床生成に関する[illegible] 14, 232-238.
STYRT, M. M., BRACKMANN, A. J., HOLLAND, H. D., CLARK, B. C., PISUTHA-ARNOND, V., ELDRIDGE, C. S. and OHMOTO, H. 1981 : The mineralogy and isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide-sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude. Earth Planet. Sci. Lett., 53, 382-390.
多井義郎 1963 : 瀬戸内・山陰新第三紀層産有孔虫群の変遷と Foraminiferal Sharp Line. 化石, 5, 1-7.
[illegible] 1979 : [illegible] 7, 465-482.
[illegible] 1982 : 黒鉱鉱床[illegible] 14, 226-232.
URABE, T. and SATO, T. 1978 : Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan—products of submarine hot springs on Miocene sea floor. Econ. Geol., 73, 161-179.
[illegible] 1980 : [illegible] 5, 35-45.
—— 1983 : [illegible] 鉱山地質特別号, [illegible]
UYEDA, S. and NISHIWAKI, C. 1980 : Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In STRANGWAY, D. W. ed. : The Continental Crust and its Mineral Deposits. Geol. Assoc. Canada, Sp. Pap. 20, 323-339.

地学雑誌 92-7 (1983)

地熱熱水の流動について

——豊肥地熱地域を例として——

小川克郎*・金原啓司*

Flow of Hydrothermal Water : Preliminary Study of the Hōhi Geothermal Area, Kyushu, Japan

Katsuro OGAWA and Keiji KIMBARA

I. はじめに

昭和53年度に開始された通産省による「大規模深部地熱発電所環境影響実証調査」は，九州豊肥地域をモデルフィールドとして，我が国では始めての深部地熱資源を対象とした本格的な調査としてその成果が期待されている。本調査（以下豊肥調査とよぶ）は現在なお継続中であり，その最終成果を得るには今後数年を要するであろうが，本稿ではこれまでのデータに基づき豊肥地域の深部に至る地熱熱水の流動について考察してみたい。

次章以下に，まず熱水流動の証拠を明らかにするための地質・地化学的な研究例について紹介するとともに，豊肥地域を例として熱水流動の様態を考察する。次いで，熱水流動についての物理的考察を行った後，豊肥地域の熱水の流動を坑井内温度データに基づき考えてみる。

II. 熱水流動の地質・地化学的考察

1） 地質・地化学的に見た熱水流動

地熱地帯においては深度，規模の大小は様々であれ，地下において熱水が流動しているという事実は現在では明白な事実となっている。以下ここでは地熱地域の熱水流動がどの程度まで明らかにされてきたのかを変質帯，泉質・泉温，同位体，人工トレーサなどの研究を例にして一般的な紹介を行ってみたい。

（1） 変質帯分布から見た熱水流動

金属，非金属を問わず熱水性鉱床は過去における地熱熱水活動の産物そのものである。非金属鉱床でも中国地方に分布する中生代のろう石鉱床は現在の地熱鉱床と，その生成機構において特に多くの類似点を持っていると考えられている。片山（1969）によれば典型的なろう石鉱床は数100mの深さに，1km程度の広がりを持つ帽岩があり，この下部に最大2kmの深度にわたって層状の貯留層が発達している。基盤岩の割れ目を通過してきたH_2Sガスを含む熱水は貯留層内で200～300°Cの熱水対流系を形成し，中心部にパイロフィライトを主とする鉱床ができるとともに，酸性地下水との混合で生成した強酸性熱水によって周辺部には残留シリカによる珪化帯ができる。一方長野県の梵天山ろう石鉱床のように，地表近くの噴気熱水作用で生じたと推定されるろう石鉱床では逆に珪化帯の周辺に鉱床が胚胎し，その形態もロート状を呈している（藤井 1967)。恐らくこのような鉱床では帽岩とか貯留層は存在せず，高温熱水が岩石の割れ目を通じて直接地表近くまで上昇してきたものであろう。以上述べたろう石鉱床の特徴は角（1966）によって研究された岩手県松川地域において典型を見ることができる。

* 地質調査所地殻熱部 Geothermal Research Department, Geological Survey of Japan

（2） 泉質・泉温分布から見た熱水流動

火山地帯に発達する地熱地帯の熱源が火山をもたらしたマグマだまりであることは疑いのないことであろう。火山地域の地熱地帯に見られる温泉の多種・多様な泉質，泉温のほとんどはマグマだまりから供給される高温の火山ガスと熱によって降水起源地下水が熱水化し，これと岩石が反応しながら地質・地形構造に支配されて流動するために生ずると説明されている。例えば九州雲仙地域において西から東に向かって配列する小浜—雲仙—島原温泉の泉質パターン（食塩泉—イオウ泉—重曹・重炭酸土類泉）は，その西側の千々石湾に想定されるカルデラのマグマだまりからの発散物が地震発生面に沿って分化するために生じていると説明されている（太田 1973）。また泉質分帯に基づいて，箱根温泉地域ではマグマだまりから供給される高温高圧水蒸気が芦ノ湖から東の早川渓谷に向かって流れる深層地下水（重炭酸塩硫酸塩泉）に混入し食塩泉を生ずるとともに，さらに地下水と混合して早川渓谷に湧泉しているものと説明されており（大木 1979），その流動距離は10kmに及んでいる。

熱水中のNa/K比は周囲の岩石を構成する鉱物，主にNa-長石とK-長石の平衡によってコントロールされるので，これから地熱貯留層の温度を推定することが可能となる。メキシコ Cerro Prieto 地熱地域では熱水のNa/K比（小さい程高温）から地下での複雑な熱水流動パターンが示されている（MERCADO 1976）。

（3） 同位体組成から見た熱水流動

一般に降水のδDおよびδ^{18}O値は高緯度地方ほど小さく（軽く）なり，また同じ緯度でも標高が高いほど小さくなる。また水—岩石反応があれば酸素同位体交換が行なわれ，水のδ^{18}O値は大きくなる。そこで熱水のδDおよびδ^{18}Oを天然トレーサとして利用することにより，その起源や流動が推定できることになる。

チリーの El Tatio 地熱地域では熱水のδD，δ^{18}Oの分析から，ここではその東15kmの降水起源の水が El Tatio に流動してきたものが本源熱水であって，この本源熱水が気液分離して El Tatio の降水起源水と混合したものがこの地域の熱水であると説明されている（GIGGENBACH 1978）。またアイスランドでは降水と熱水のδD値から47の熱水系が識別され，その流動距離は平均60km（最長150km）であると報告されている（ARNASON 1977）。すでに述べたように地熱貯留層中では酸素同位体交換により，岩石中に多い重い酸素（^{18}O）は次第に流体中に濃集することが考えられる。イタリア Larderello 地熱地域では多数の坑井から得られる蒸気のδ^{18}O値の時間による変化から，水の侵透域から蒸気生産域に向かう熱水流動が明らかにされている（PANICHI et al. 1974）。

（4） 人工トレーサから見た熱水流動

以上述べてきたような地質・地化学的見地より地熱地帯の地下で熱水流動が起っているらしいことは推測できるものの，これを実際に確認することは大変むつかしいことである。ところですでに開発された地熱発電所では還元井より戻された熱水が貯留層および生産井にどのような影響を与えるのかを調べる目的でトレーサテストが実施されている。秋田県大沼地熱発電所では還元熱水中に投入されたトレーサ（KI）はおよそ1～12日後に閉鎖系と考えられる地熱貯留層の割れ目系を流動して生産井より湧出していることが確認されている（伊東ほか 1978）。これによって強制条件下ではあるが，実際に地下で熱水が流動する一端をうかがい知ることができる。

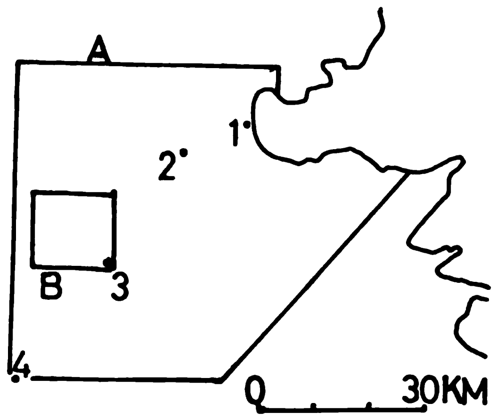
2） 豊肥地域の熱水流動

以下ここではケーススタディとして豊肥地域における熱水流動を，主に地熱変質帯分布に基づいて述べてみたい。

（1） 豊肥地域の概略

ここで述べる豊肥地域とは第1図の精査地域に対応し東西南北それぞれおよそ長者原，宮原，黒川，壁湯で結ばれた地域をさすものとする。

豊肥地熱地域における熱水流動について述べる前に，この地域の熱源について若干触れておきたい。すでに述べたように，豊肥地域のような火山地帯の地熱地域の熱源は火山をもたらしたマグマだまりと考えるのが普通である。マグマだまりはその体積が大きいほど，またその生成年代が若いほど熱源としては優秀である。この地域の熱源評価の対象となる火山岩類の年代測定結果によれば豊肥火山岩類2—0.8Ma，万年山などの豊後火山岩類0.5—0.3Ma，九重火山岩類のうち涌蓋山，一目山などの前期は0.3Ma—数万年，久住山，黒岩山などの後期は数万年～の年代値が得られている（TAMANYU 1981，松本 1983など）。このような年代測定値を SMITH and SHAW（1975）ダイアグラムに記入してマグマだまりの残存熱を評価したところ，豊後および前期九重火山で650°C，後期九重火山では650-850°C程度の温度が期待できるとされている（TAMANYU 1981）。しかしながら評価に当って必要なマグマだまりの体積算定には大きな誤差を伴うことを考えれば，豊肥地域ではとりあえず後期九重火山をもたらしたマグマだまりを主要な熱源と考えるのが安全であろう。ちなみにこのような後期九重火山岩類は溶岩円頂丘～成層火山をなして主に八丁原，大岳より東側の地域に分布するのに対して，一目山，涌蓋山などの前期九重火山岩類は西側に分布している。



第1図　豊肥地域
A：概査地域（約5,000km²），B：精査地域（約200km²）；1：別府，2：湯布院，3：久住山，4：阿蘇

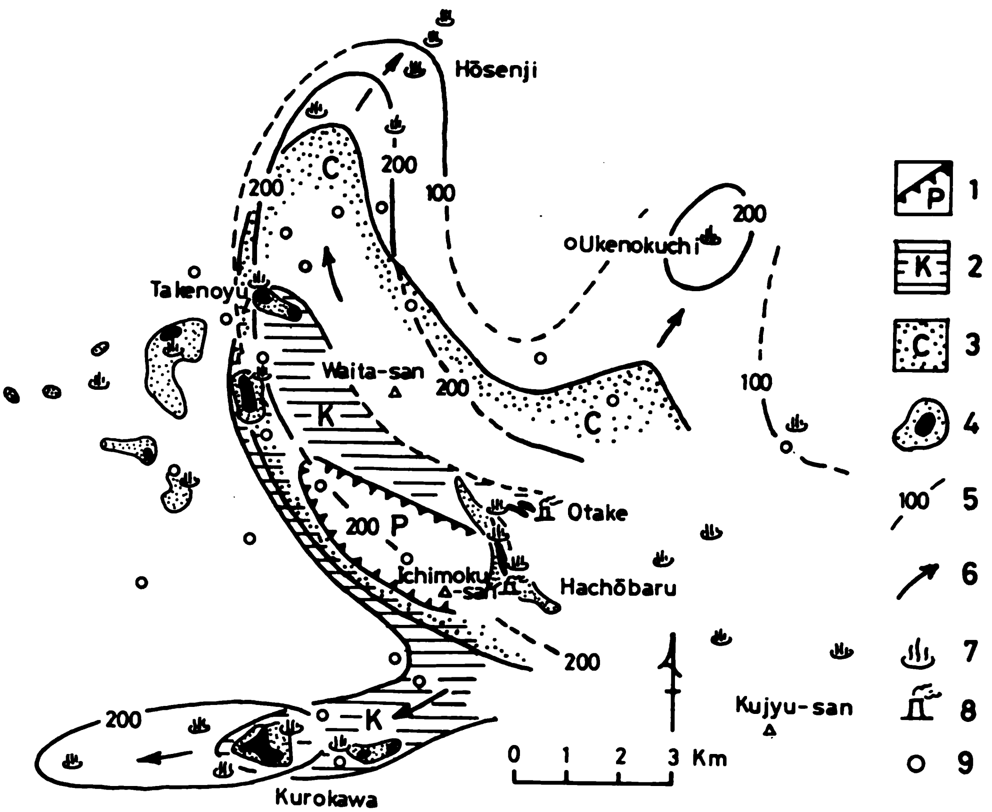
（2）　豊肥地域の地熱変質帯

この地域における広域的な変質帯（酸性変質帯）調査は，これまでに地質調査所によって全国地熱基礎調査「涌蓋」，地熱資源開発基礎調査「伽藍岳・黒川」によって行われたほか HAYASHI（1973）による報告もある。これらの調査によって判明した地表の酸性変質帯（カオリン帯，明ばん石帯）は，第2図に示すように，大岳・八丁原，黒川，岳ノ湯などの現在の地熱徴候地周辺にスポット状に分布するのみである。また緑泥石の生成で特徴づけられるアルカリ性変質帯（緑泥石帯）の地表での存在は皆無である。これは豊肥地域が新鮮な第四紀火山岩類に厚くおおわれ，しかも平坦地形のために地層の露出状態が悪いことに主な原因がある。このような事から豊肥地域では地表の変質帯分布のみからは広域的な地熱変質の特徴を知ることが大変困難である。

ところがその後「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の坑井調査が進展するにつれて，地下における地熱変質の実態が次第に明らかになってきた。その結果地表では点状にしか認めることのできなかった酸性変質帯（カオリン帯，明ばん石帯）は，実は中心部にパイロフィライト帯を伴って大岳・八丁原から岳ノ湯，黒川にまで連続するバナナ形の大規模なものであることが判明した。そしてこれら酸性変質帯の北側にはアルカリ性変質帯（緑泥石帯）が厚く発達している。以下第2，3図をもとに豊肥地域に見られるマクロ的に見た地熱変質帯分布の特徴を列記する。

① 八丁原から北西にかけての地下にパイロフィライト，ダイアスポア，ディッカイト，明ばん石などで特徴づけられるパイロフィライト帯（P）が生成している。その出現深度は八丁原付近で浅く，北西に向かうに従って深くなる。

② パイロフィライト帯の上部に発達するカオリン帯，明ばん石帯などの酸性変質帯（K）は八丁原付近で最も厚く，北西に向かって緩く傾斜しつつ薄くなり，岳ノ湯付近で消滅する。



第２図　豊肥地域地熱変質帯分布概念図
1：パイロフィライト帯，2：酸性変質帯（カオリン帯，明ばん石帯），3：海抜 300m レベルで出現するアルカリ性変質帯(緑泥石帯)，4：地表における酸性変質帯(点部はカオリン帯，黒色部は明ばん石帯を示す)，5：Na-K-Ca 法によって求められた地球化学的温度(°C)の等値線（計算に当って泉質等の本方法への適否は検討していない。また等値線は傾向を見る必要から，いくつかの例外を無視して引いた），6：推定される熱水流動方向，7：温泉，8：地熱発電所，9：500m以深の坑井位置

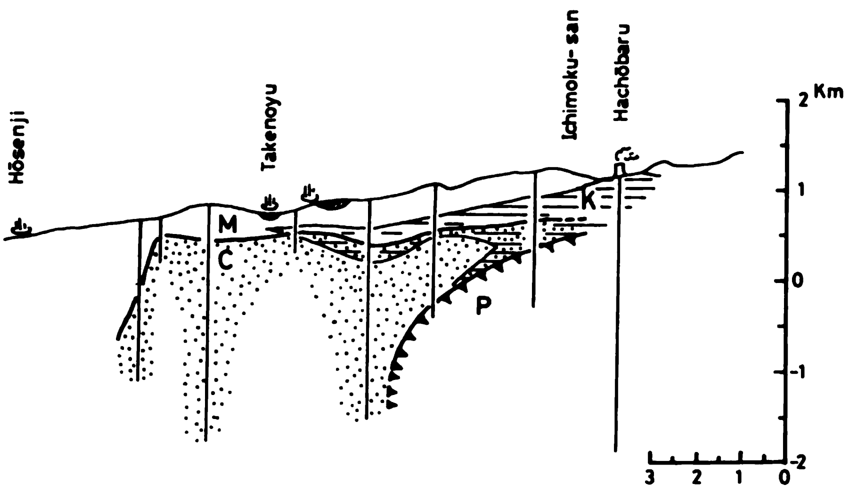
③　①で述べた酸性変質帯(K）は④で述べるアルカリ性変質帯を切って（生成後に)，緑泥石帯(C）とモンモリロナイト帯（M）の境界付近に生成している。

④　緑泥石の生成で特徴づけられるアルカリ性変質（C）は，上述の酸性変質帯（K，P）と表面的には調和的な形をして北西方向の延びを持って分布するが，断面的には中央部で盛り上がり，北東側に緩く，南西側にきつく傾斜した背斜構造を呈している[1)]。

（3）　地熱変質帯分布から推定される熱水流動

以上述べてきたように，豊肥地域における酸性変質帯（K，P）はマクロ的にはある程度水平的な広がりを持ったキノコ状もしくはロート状を呈しており，これはすでに述べてきたろう石鉱床の特徴によく一致しているし，また角（1966）によって明らかにされた松川の地熱変質帯とも同じ特徴を持っている。

今回明らかとなった明ばん石を含む酸性変質帯（K）は，その形状から判断して八丁原付近（もしくはその東側）の地下に潜在するマグマだまり(後期九重火山の？）を熱源として，そこから供給されたH_2S，SO_2 などの高温火山ガスが地下水に溶解し，硫酸イオン (SO_4^{--}) を含む熱水となって岳ノ湯および黒川方



第3図　豊肥地域地熱変質帯断面概念図
M：モンモリロナイト帯，C：緑泥石帯，K：カオリン帯，明ばん石帯，
P：パイロフィライト帯

向に浅部流動したために生じたことが考えられる。もしそうであればこの浅部酸性熱水の流動距離は7km以上にも及ぶことになる。また八丁原から北西に延びて分布するより高温変質帯であるパイロフィライト帯（P）は松川などの例から見て蒸気卓越型地熱系の産物である可能性が高く，その形状から判断してこの地域の深部に潜在する（もしくはした）熱源と密接な関係があるかもしれない。

一方上述のような酸性変質帯の下部および北東側には，地表では見ることのできなかった緑泥石帯(C)が厚く発達しており，岳ノ湯付近ではその厚さが2,000m以上に及んでいるものの，その北東側で生成深度は急激に深くなっている（第3図）。このような緑泥石帯は松川などの例から見ればアルカリ性の熱水卓越型地熱系の産物である。岳ノ湯の北側には川底，宝泉寺，壁湯などの温泉が配列しているが，Na-K-Ca法によって求められた地球化学的温度は岳ノ湯の約230°Cを最高にして以下210°C，150°C，85°Cと順次低下しており，緑泥石帯も表面的にはこちらの方向に延びている。これらの事実から岳ノ湯付近を中心とする深部熱水対流系の存在とここから壁湯方向へのアルカリ性熱水の浅部流動を推定することが可能である。また大岳から筌ノ口方向に張り出した緑泥石帯の存在は，この方向への熱水流動の存在も示唆しているものと思われる。

以上のように主に変質帯分布から推定された豊肥地域におけるマクロ的な意味での熱水流動は，野田(1982)によって提唱されているアニオン・インデックス（A.I.）法[2]による等値線図とも，またNa-K-Ca法によって単純に計算された地球化学的温度分布とも大きな矛盾はないものと考えている。しかしながら，以上述べてきた豊肥地域ではアルカリ性変質帯は勿論のこと，より後に生成したと考えられる酸性変質帯も，坑井温度データから見る限りその一部はすでに化石化しているので，変質帯の生成年代が大変重要な問題となってくる。

変質帯と地質層序の関係を見ると，浅部酸性熱水流動によって生じた酸性変質帯は前期九重火山岩類(一目山溶岩および山川凝灰角礫岩)にまで及んでいるにもかかわらず，八丁原，岳ノ湯，黒川などの現在の地熱徴候地周辺を除いてすでに化石化している。さらに坑井温度データによれば高温変質帯であるパイロフィライト帯の上部ですらもすでに冷却化しているので，全体としてこの付近の冷却が前期九重火山岩類堆積後急速に進み，その結果それまで活発であった浅部酸性熱水流動も一部を除いて停止してしまったも

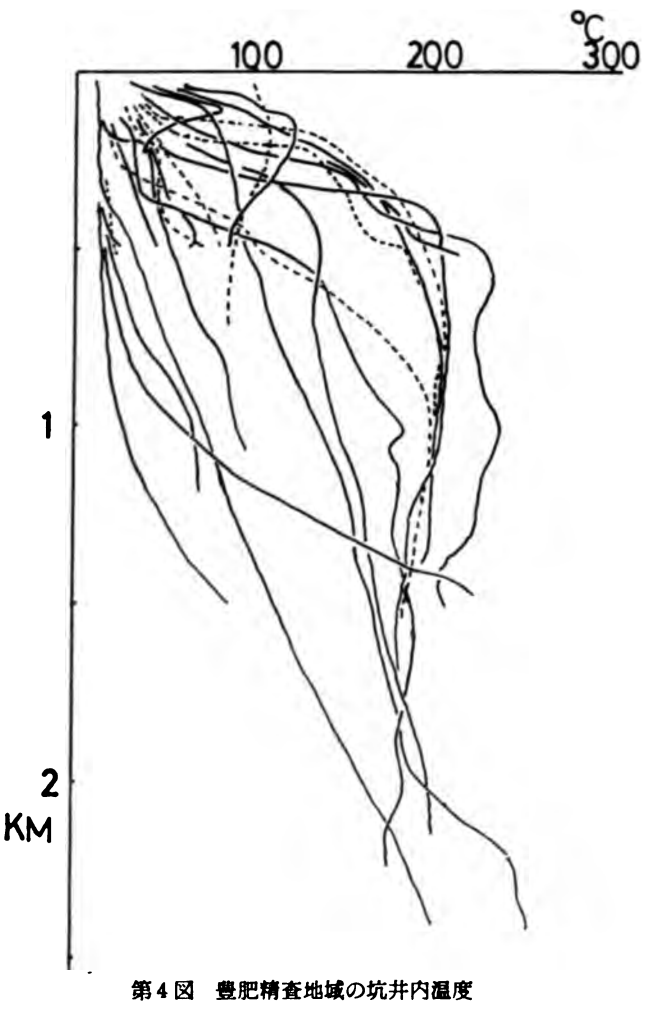
のと解釈される。そして現在の主要な熱水流動は，酸性変質帯の北側に張り出して発達するアルカリ性変質帯の形状から見て，むしろここを中心にして起こっている可能性がある。しかしながら大岳～涌蓋山より北側のそのような場所では深部の情報が依然不足しているので，これについては今後の問題としたい。

III. 熱水流動の物理的考察

前章で，地熱熱水がかなり広い領域にわたって流動するものであることが変質帯や熱水の化学成分の分布を手懸りとして明らかにされた。本章ではこうした熱水の流動の物理的メカニズムについて考察してみる。

1) 物理的にみた熱水流動

熱水対流型の地熱系を成立させるためには，①透水性のある地層あるいはチャネル網中の熱水（蒸気）の存在，②循環系を持続するための降下冷水の存在，及び③熱源（多くの場合マグマ）の存在，の三条件が必要である。また，熱水が地表に流出し容易に系のエネルギーを失うことを防ぐ帽岩の存在を条件の一つに加える考え方もあるが，これは必須の条件ではない。



第4図 豊肥精査地域の坑井内温度

このような対流する熱水（蒸気）系を一つの物理・化学過程として認識することが可能である。また，自然の過程でも生じていると推定されている熱水の沸騰や蒸気の凝縮という化学過程を除けば，熱水（蒸気）の流動は巨視的には物理的(力学的)過程で近似してよい。具体的には，系の質量とエネルギーの保存則及び地下流体の流動を規定する運動量保存則（多くは DARCY の式）の三つの状態方程式によって記述される。この方程式では，圧力，温度，流速ベクトルが状態量であるが，この他に岩石と流体から成る系の透水率，孔隙率，比熱，密度，熱伝導率及び動粘性係数が物性量としてかかわってくる。これに加えて系の外周における状態量の境界条件が必要である。

生産（及び還元）が開始される以前の自然状態を扱う場合には，状態方程式中の時間変化は無視してよいが，だからといって系を静止系と考えるのではなく，動的平衡系としてとらえる必要がある。この場合，系の物性量と境界条件とが規定されれば，系内の状態量は完全に決定される。

現実の地熱調査では自然状態においてさえ系の物性量や境界条件を充分に記述するだけのデータを整えることは不可能であり，従って，状態量の定量的記述もまた不可能に近い。しかし，地熱探査・開発のどのような段階においても，系の熱水流動形態の認識は最重要の課題である。この意味で，状態方程式は探査・開発の過程で常に立ち戻るべき原点の役割りをもっている。

2) 豊肥地域の熱水流動

第1図は豊肥調査の地域を示している。本地域は概査地域(図のA：約5,000km^2)と精査地域（図のB：約200km^2）とに区分される。前者では別府から阿蘇に至る広大な地熱地帯の構造枠組を知るために，重力，磁気及び地質構造調査が実施された。その後，この中から八丁原を中心とする後者が選別され，500m級，1,500m級，3,000m級の試錐を含む様々な調査が実施されてきた。また第4図には坑井内温度分布が示されている（通産省 1983)。

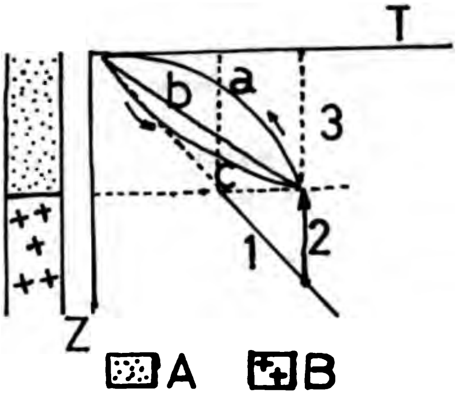
豊肥精査地域の坑井内温度のパターン（第4図）は本地域の自然状態における熱水系が動的平衡系を形成していることを明瞭に示している。即ち，熱輸送が一部の伝導型地域を除く大半の地域で熱水の上昇又は下降による対流によって行われている（第5図)。

第6図の断面は幾つかの深い試錐(図の三角印)に沿うとともに，また本域の地質構造の骨格をよくあらわしている。基盤深度は坑井，重力，屈折等のデータを総合して描いてある。地塁状の基盤の落ちの位置は地表地質及びリモートセンシング（特に合成開口レーダー）画像から推定される規模の大きい線状構造を基に決められた。温度断面は坑井内温度データに基づいて作られている。

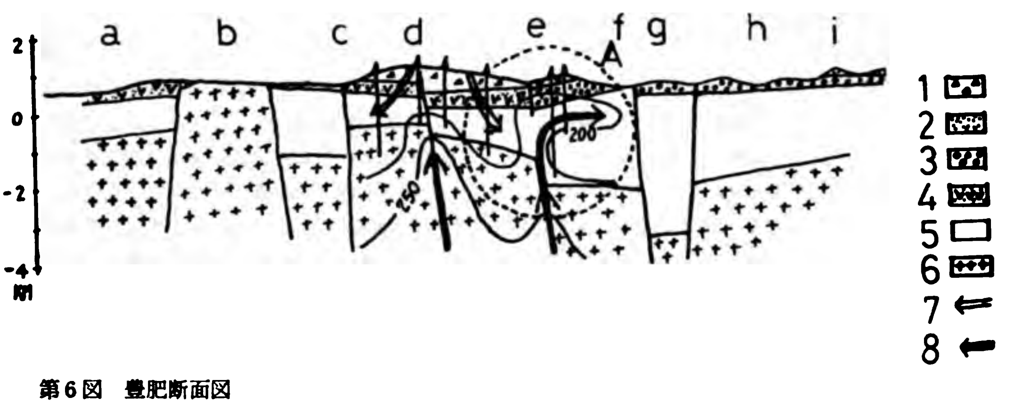
この断面を例として本地域の熱水流動を前述の三条件に分けて論じてみる。

① 透水性

本域では第三紀以降の火山岩類〔先玖珠，玖珠（湖成堆積物をはさむ)，豊肥，九重等〕の下位に花崗岩，



第5図　基盤内破砕に沿う上昇流に伴う上位層の温度上昇
1：広域伝導型温度，2：基盤内熱水上昇，3：熱水対流系；A：火山岩類，B：基盤岩類，a：上昇流型温度，b：伝導型温度，c：下降流型温度



第6図　豊肥断面図
1：九重火山岩類，2：万年山溶岩，3：豊肥火山岩類，4：玖珠層，5：先玖珠変質火山岩類，6：基盤岩類，7：降下流，8：上昇流；A：岳湯数値モデル(第7図)の範囲；a：阿蘇，b：合戦群，c：黒川東，d：八丁原西，e：岳ノ湯，f：川底，g：宝泉寺，h：玖珠川，i：宝山

変成岩類から成る基盤岩類が位置している。熱水対流系の主体となっている火山岩類は一般に堅固で岩相としての透水性は低い。しかし，第四紀の変動の過程で破砕が進みチャネル網状の裂力が発達し，地層全体としては高い透水性をもっていることが，コア観察で明らかにされており，また，温度パターン（第4図）からも明瞭に読みとれる[3]。さらに一部の湖成堆積物の分布域を除いて，難透水性の帽岩の分布も欠いている。基盤岩類は非透水性であるが，幾つかの基盤を切る断層に沿う鉛直方向の高透水性部の存在が推定される（後述)。

② 天水降下

火山岩類中に拡がるチャネル網状の裂力が地表面からかなり深部にまで連続する結果地表からの天水の降下が活発であることが，第6図で下降流型の温度パターンをもつ坑井が数多いことからも明白である。天水降下は基本的には水頭面の高さと対流の起動力である高温熱源の分布とに支配されるが，本域の地形図から，地形高所がほぼ天水降下域に対応していることが分る。浅部に難透水性帽岩が存在しない地域では地下深部までの流体流動に地形が与える影響が予想以上に大きいことに着目する必要がある。

③ 熱源

本域は大分一熊本沈降帯の中で部分的に基盤深度が浅い地域に位置する。これは沈降帯誕生後に発生したマグマ性再動に伴う隆起活動に起因するものであり，その結果基盤隆起部が高温熱源となっていると考えられてきた。しかし，その後，重力傾斜部における深部試錐の結果では，先玖珠層（中新世）がすでに基盤の凹凸を埋めたるように堆積していること，及び基盤面深度差が5～10kmと極端に大きいことを考え併せると，マグマ性再動による隆起のモデルには再検討の余地がある。従って，基盤隆起帯＝熱源という解釈も再考する必要があろう。

ともあれ，これまでの坑井内温度の分布からは，基盤面の温度が地域南東部の久住山方面で最も高く，北西方向へと減じていることが知られている。

八丁原から岳ノ湯に至る北西部(第6図の断面の地域)では，基盤岩温度は上部火山岩類中の流体に“資源”的に十分な程の熱量を伝導型熱輸送のみでは供給し得てないことが明らかである。八丁原や岳ノ湯では平均的な基盤温度以上の高温熱水が局所的に存在するが，これは基盤を切る断層に沿う深部から上昇高温流体自体が上位の火山岩類中の熱水へ対流型熱供給を行っていると解釈すればよい。つまり，本域の熱源は非透水性基盤からの伝導型輸送と基盤内断裂部を上昇する熱水による対流型熱輸送の若干複雑な形の総和としてとらえられる（第5図）。

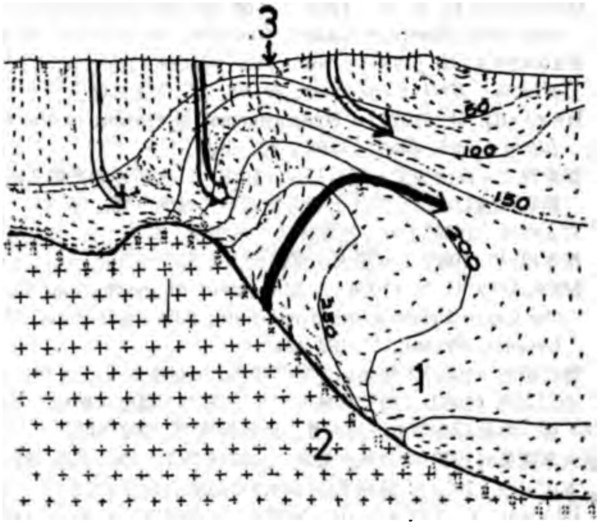
以上の諸点を第6図の断面図でやや具体的に説明する。

基盤は第6図の中央部(黒川東一岳ノ湯間)で浅くその北方及び南方で深い。黒川東一岳ノ湯間の基盤に達する坑井での基盤面の温度は150～180°Cであるがその中間の八丁原西方及び坑井の北方近傍の岳ノ湯では急激に温度コンターが230°C以上に上昇している。この温度上昇は図に示されている八丁原西～一目山の断層及び岳ノ湯付近の断層(岳ノ湯断層か？)に沿う深部熱水の上昇に起因するものと考えられる[4]。この区間は地形高所でもあり，かつ上位に帽岩となるべき湖成堆積層（玖珠層）を欠いている結果，天水の下降が活発であり，かなり強力な深部からの高温流体上昇部(断層部)を除いて，全体として下降流が優勢となっている。また上昇部での高温熱水もこの冷たい下降流と混り合って急速に温度を減じつつ北方の地形低所の方向へと押し流された形で測方流動してゆく。図で岳ノ湯から川底方面と舌状に伸びる200°C等温線がこの事情を物語っている。

以上のような表現はあくまで定性的なものであるから，ここで一度状態方程式に立ち戻って定量的な検討を行ってみる必要がある。試みに，第6図の破線で囲った部分について，状態方程式に基づく数値実験を行った（第7図)。数値実験はHANAOKA（1980）の手法を用いた。境界条件としては系外周で温度，圧力を固定，また系上部（地表）を除いた外周で流動の出入なしとした。但し，基盤内断裂を通しての熱水の供給については質量は小さく無視するが，熱エネルギーは無視できないので，その部分の基盤面温度

を周囲に較べて高く与えることで自然状態を近似した。また，基盤面の地塁状の凸凹はそれに似た連続面で与えた。

数値実験の結果の地下温度分布と流体の流速ベクトルを第7図は示しているが，温度については当初推定した温度断面（第6図）と概ね似たパターンを示していることが分る。即ち，最も熱エネルギーレベルの高い岳ノ湯付近の高温熱水は南方の地形高所から浸入してくる天水に押されて北方へと吹き流されている。また，流されるにつれて天水と混合して温度の急速な減少が生じている。



第7図　岳湯数値モデル
1：火山岩類，2：基盤岩類，3：岳ノ湯

IV．結　語

以上述べてきた熱水流動の挙動を留意すると高いエネルギーレベルにある地熱熱水の存在する可能性の大きいのは次の三つの条件を満す地域であると指摘することができる。

（1）　広域的伝導型温度勾配が高く基盤からの伝導型熱輸送が大きい地域

（2）　対流型熱輸送が優勢な基盤内破砕部の上部近傍地域

（3）　火山岩類中にネットワーク網状の破砕が発達する地域

本地域における地熱探査の鍵は上記三条件をもれなく満す領域を探り当てることにある。我が国の他の地熱地域でも同様であるかは今後の調査研究に期待する他ないが，(1) の条件だけで十分である地域は極く例外的であると推定され，大部分は (2) の条件を付加せざるを得ないであろう。

最後に，幾つかのデータの掲載の許可をいただいた通産省に対し御礼を述べさせていただく。

注

1)　緑泥石帯の形状が，基本的にはこの地域のブーゲ異常図から見た基盤隆起部にほぼ一致していることが角（1981）により指摘されている。

2)　アニオン・インデックス（A. I.）$=0.5\left(\frac{SO_4}{Cl+SO_4}+\frac{Cl+SO_4}{Cl+SO_4+HCO_3}\right)$ で定義され，火山を熱源とした場合 A. I. 値が大きいほど熱源に近いと解釈する。

3)　その移動速度は40～60cm/年と見積られる（小川 1982）。

4)　第2図の変質帯分布図では高温熱水の起源は南東の久住山方面にあると考えられるが，この測方流動が基盤中の同じ方向の断層面に沿って行われ，それが岳ノ湯付近で上昇すると考えればよい。

文　献

ARNASON, B. (1977) : Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium. *Geothermics*, 5, 125-151.

藤井紀之（1967）：長野県梵天山ろう石鉱床の産状とその形成過程に関する考察．鉱山地質，17，261-271.

GIGGENBACH, W. F. (1978) : The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 979-988.

HANAOKA, N. (1980) : Numerical model experiment of hydrothermal system-Topographic effects. *Bnll. Geol. Surv. Japan*, 37, 321-332.

HAYASHI, M. (1973) : Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *Jour. Japan Geoth. Ener. Assoc.*, 10, 9-46.

伊東潤二・窪田康宏・黒沢昌志 (1978) : 大沼地熱発電所における地熱熱水のトレーサーテストと地熱貯留層および坑井仕上等の諸考察. 地熱, 15, 25-33.

片山信夫 (1969) : ロウ石鉱床の生成機構と探鉱方針. 鉱山地質, 19, 31-42.

松本徰夫 (1983) : 九重火山群の火山地質学的研究. 山口大理地鉱教室, 91p.

MERCADO, G. S. (1976) : Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja Califormia, Mexico. *2nd U. N. Symp. Dev. Use Geother. Resour.*, 1. 487-494.

野田徹郎 (1982) : 地熱の化学的探査の基礎的テクニック. 地熱エネルギー, 19, 104-119.

小川克郎 (1982) : 豊肥地熱モデル ―重力と温度の解析. 昭和56年度サンシャイン研究成果中間報告書, 地熱探査等検証調査Ⅱ, 地質調査所, 307-317.

大木靖衛 (1979) : 地熱と温泉. 地球科学 7, 岩波書店, 215-246.

太田一也 (1973) : 島原半島における温泉の地質学的研究. 九大理島原火山観測所研報, 8. 1-33.

PANICHI, C., CELATI, R., NOTO, P., SQUARCI, P., TAFFI, L. and TONGIORGI, E. (1974) : Oxygen and hydrogen isotope studies of the Larderello(Italy) geothermal systems. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrlogy*. 2, 3-28.

SMITH, R. L. and SHAW, H. R. (1975) : Igneous-related geothermal systems. *U. S. Geol. Surv. Circular*, 726, 58-83.

角 清愛 (1966) : 岩手県松川地熱地帯における岩石の熱水変質. 鉱山地質, 16, 261-271.

―― (1981) : 豊肥地熱地域涌蓋山周辺の地熱モデルに関する地質学的・地球化学的問題点. 地調月報, 32, 305.

TAMANYU, S. (1981) : Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission-track dating method in Hohi geothermal area, Kyushu, Japan. *Nucl. Tracks*, 5, 215-222.

通商産業省 (1983) : 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査中間報告書 (豊肥地域). 114p.

地学雑誌 92-7 (1983)

火山噴火と気候

小 野 晃*

Relationships between Volcanic Eruptions and Climate

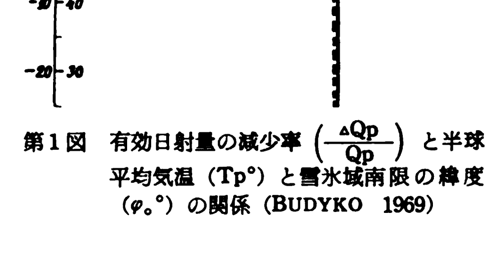
Akira ONO

I. はしがき

1982年3月28日23時32分（現地時間），メキシコにあるエルチチョン火山（El Chichion, 17°20′N, 93°12′W）が噴火し，そのご4月上旬まで噴火が続いた。エルチチョン火山の噴火は今世紀最大級の規模の噴火とみられ，気象学，大気物理学の関係者は，噴火に伴う火山性エアロゾルによる成層圏の汚染が今後地球規模での気候に影響を与えるのではないかと懸念している。噴火の際に大気，特に成層圏に注入された多量の火山性エアロゾルが，長期にわたって成層圏に滞留し，地球に入射してくる太陽放射エネルギーを減少させ，その結果地球―大気系の熱収支の状態を変え，気候の変化（気温の低下に伴う寒冷化）を招くことが予想されるからである。

気候の形成に果す太陽放射エネルギーの寄与は大きく，地球大気はそのエネルギーの 99.98 % 以上（SELLERS 1965）を太陽から受けている。したがって，気候変動の原因を地球大気が利用し得る有効日射量の変動に求めることは極く自然な発想である。

BUDYKO (1969) は単純な一次元熱平衡モデルを用いて，有効日射量の変化に対する気候の応答（半球平均気温と雪氷域の南限の位置）を北半球の状態について調べ第1図に示す結果を得た。有効日射量の減少率（%）を横軸に示し，これに対応する半球平均気温と，雪氷域の南限緯度を縦軸に示している。この図によれば，現在の半球平均気温は15°C，雪氷域の南限は北緯72°である。もし何らかの原因により有効日射量が1.5% 減少すれば，平均気温は 9°C 低下し，雪氷域は北緯 54° まで南下して，氷河期に類似した状態になる。有効日射量の減少が16%を越えると，気候に劇的な変化がおこり，地球は全面雪氷域におおわれ“青い地球”は“白い地球”になってしまう。このように BUDYKO の結果は，現在の地球の気候は極めて不安定なものであり，中緯度まで雪氷域におおわれた氷河期の大寒冷化も，地球大気が利用し得る太陽放射エネルギーのわずか1～2%の減少により容易におこり得るということを示したもので，大変注目すべき結果である。



第1図 有効日射量の減少率 $\left(\frac{\Delta Qp}{Qp}\right)$ と半球平均気温（Tp°）と雪氷域南限の緯度（φ_0°）の関係（BUDYKO 1969）

BUDYKO (1969) は，また，気象観測データを用い，1880年から1960年の期間について，北半球の平均

* 名古屋大学水圏科学研究所 Water Research Institute, Nagoya University

気温と平均直達日射量の経年変化を調べ，両者の間に良い相関があり，日射量の少ない時期には平均気温が低下していることを見つけた。そして，有効日射量の減少をひきおこす主たる原因は，火山噴火に伴う大気中のエアロゾル量の増加によると考えた。

火山噴火の気候に対する影響についてはこれまで多くの研究が行われてきたが，いずれも地上での日射量の観測や，光学的現象の観測をもとに，火山噴火と気温の変化に関する統計的な研究が中心であった（LAMB 1970)。1963年3月 Bali 島の Agung 火山噴火が契機となり，航空機大気球によるエアロゾルの直接観測，レーザレーダによる地上からのエアロゾルの連続遠隔探査，あるいは人工衛星による地球規模の光学的エアロゾル観測など，大気科学的アプローチによる観測が行なわれ，火山噴火が大気に与える影響の実態をより正確に調べることができるようになった。そして，火山噴火と気候変動を結びつける物理過程として，成層圏における火山性エアロゾルの消長の重要性が深く認識されるようになってきた（小野 1977)。

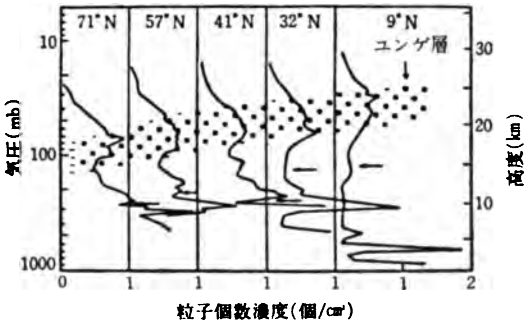
本稿では，火山性エアロゾルによる成層圏汚染の実態を中心に，火山噴火と気候がどのように結びつくかという物理的側面について最近の研究成果の展望を述べる。

II. 火山性成層圏エアロゾル

下部成層圏にエアロゾル層が存在することは，日出直前や日没直後の薄明時に空の色が紫色に見える薄明現象から推定されていた。しかし，航空機（U－2）や大気球で，成層圏からエアロゾルを直接採集して物質の同定が行われ，成層圏エアロゾルの実態が知られるようになったのは比較的最近のことである。

1960年代のはじめ，JUNGE ら(1961) のグループは成層圏での観測を行い，採集したエアロゾル粒子のX線マイクロアナライザーによる元素分析から，その主成分は硫黄であることを知り，これらの粒子は成層圏のなかで生成された硫酸アンモニウム，もしくは硫酸の粒子であろうと推定した。JUNGE は更に，成層圏エアロゾル粒子は平均粒径が0.3 μm であること，その個数濃度が 18～20km の高度で極大を示すことなどを見いだした。

その後の多くの研究から，このエアロゾル粒子の個数濃度の極大層は，赤道地方で 23km，中緯度地方で20km，極地方で15kmの平均高度で，あたかもベールのように地球をとりまいて，常時存在していることが知られており，「JUNGE層」の名で呼ばれている（第2図参照)。



第2図　エアロゾル粒子の個数濃度の緯度別高度分布（ROSEN等　1975）
矢印は圏界面高度を示す。

JUNGE 層を構成している成層圏エアロゾル粒子の物質同定については，その後，個々の粒子の電子線回折や，電子顕微鏡による形態分析が試みられた。1960年代の終わりごろ，私もオーストラリアの仲間との共同研究を行い，「塩化バリウム薄膜―蒸気法」によるエアロゾル粒子個々の物質同定法を開発した（BIGGら 1974)。成層圏で採集したエアロゾル粒子にこの方法を適用した結果，その主要な物質は硫酸と硫酸アンモニウムであることを直接示すことができ，JUNGE の考えが基本的に正しいことがわかった（小野 1977)。

硫酸アンモニウム粒子は対流圏エアロゾルの主要なメンバーで，水蒸気の凝結による雲粒，霧粒形成の中心核（凝結核）として，重要な役割を果たしていることはよく知られている。しかし，成層圏エアロゾル粒子が硫酸もしくは硫酸アンモニウムの粒子であることは，全く予想外の発見であった。

成層圏の硫酸，硫酸アンモニウム粒子の起源について，現在最も支持されている考えは，大気の循環，拡散混合によって対流圏から成層圏に定常的に運びこまれた地表起源の COS や SO_2 などの硫黄化合物の気体が成層圏で徐々に酸化され，気体から粒子に変換されて形成されたとするものである。

気体から粒子への変換過程は，次のようなステップをとる。粒子の先駆物質である SO_2 ガスは，光酸化や OH（水酸基）遊離基との衝突反応で酸化され，水分子との水和反応を経て蒸気圧の極めて低い硫酸分子になる。水蒸気分子を含む系の中で，硫酸分子の数がふえて過飽和状態になると，気体から液体への相変化がおこり，微小な硫酸溶液滴が形成される。

更に，この微小な硫酸溶液滴への硫酸分子，水蒸気分子の凝結や微小溶液滴同士の拡散衝突により，時間がたつにつれて質量が増加する。つまり成長して硫酸粒子になると考えられている。成層圏に存在する硫酸粒子は，その沸点の測定をもとに，75%の硫酸水溶液であろうと推定されている（ROSEN 1971）。

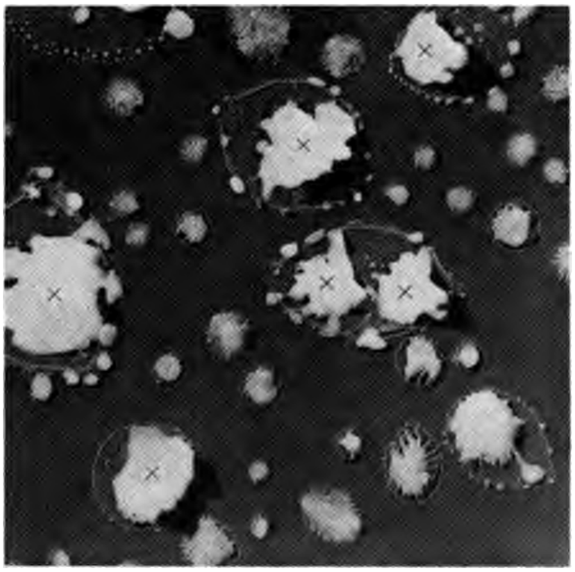
ところで成層圏エアロゾル粒子を詳しく調べると，小さい粒子は硫酸粒子であり，大きい粒子ほど硫酸アンモニウムの多いことが知られている。このことは，硫酸粒子は，これをとりまく気体（主として，亜硫酸ガス，水蒸気，アンモニア）と反応して，すなわち硫酸粒子にとけこんだアンモニアが，亜硫酸ガスの硫酸粒子へのとけこみを助けるような形で，更に成長することを示すものと思われる。火山噴火のない平常時の成層圏エアロゾル量は約10万トンと推定されており，大気全体のエアロゾル量（約3億トン）の0.6%程度であり，あとでのべるように光学的厚さも0.003と極めて小さいので，気候に影響をおよぼすとは考えられていない。

以上は火山噴火のない平常時の実態である。Bali 島の Agung 火山の噴火（1963年3月）の場合のように，成層圏に多量の火山噴出物が一時的に放出されると，成層圏エアロゾル層は著しい変質を受けることが観測から知られている（MOSSOP 1964）。噴火直後は多量の火山性気体と鉱物質の火山灰が共存するが（第3図参照），火山灰は粒径が大きいので，最初の数ヵ月で対流圏に落下してしまい，その後の主な粒子は，成層圏を満たした多量の亜硫酸ガスから形成される硫酸粒子である（第4図参照）。この硫酸粒子によって平常時の100倍にもおよぶ濃いエアロゾル層が形成され，成層圏では対流圏のように雲や雨によるエアロゾルの大気からの除去作用が有効に働かないので，2～3年にわたって成層圏に滞留し，全地球規模で維持されるようになる。

火山噴火が気候に影響をおよぼすのは，主としてこのエアロゾル層で，その影響は大気の光学的な厚さを増すことにより地表に達する日射量を減少させ，気候の寒冷化となってあらわれると考えられている。

第5図は，1963年3月の Agung 火山噴火後，南緯40°の高度20kmにおける硫酸塩，硅酸塩の重量濃度と直達日射量から求めた大気の光学的厚さの経時変化を示す（CASTLEMAN 等 1974，MOSSOP 1964，DYERS and HICKS 1969）。

この図から火山灰を主体とする硅酸塩の



第3図（a） Agung 火山の噴火2ヶ月後に高度20kmで採集した火山性成層圏エアロゾル粒子の電子顕微鏡写真（MOSSOP による）
×印のついた粒子は硫酸塩におおわれた火山灰である。

気温と平均直達日射量の経年変化を調べ，両者の間に良い相関があり，日射量の少ない時期には平均気温が低下していることを見つけた。そして，有効日射量の減少をひきおこす主たる原因は，火山噴火に伴う大気中のエアロゾル量の増加によると考えた。

火山噴火の気候に対する影響についてはこれまで多くの研究が行われてきたが，いずれも地上での日射量の観測や，光学的現象の観測をもとに，火山噴火と気温の変化に関する統計的な研究が中心であった(LAMB 1970)。1963年3月 Bali 島の Agung 火山噴火が契機となり，航空機大気球によるエアロゾルの直接観測，レーザレーダによる地上からのエアロゾルの連続遠隔探査，あるいは人工衛星による地球規模の光学的エアロゾル観測など，大気科学的アプローチによる観測が行なわれ，火山噴火が大気に与える影響の実態をより正確に調べることができるようになった。そして，火山噴火と気候変動を結びつける物理過程として，成層圏における火山性エアロゾルの消長の重要性が深く認識されるようになってきた（小野 1977)。

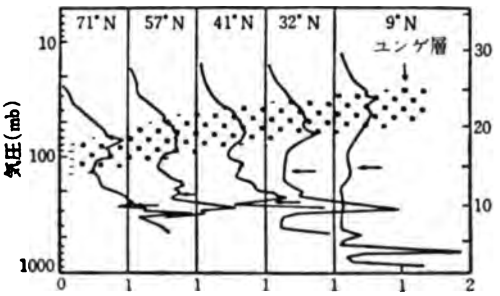
本稿では，火山性エアロゾルによる成層圏汚染の実態を中心に，火山噴火と気候がどのように結びつくかという物理的側面について最近の研究成果の展望を述べる。

II. 火山性成層圏エアロゾル

下部成層圏にエアロゾル層が存在することは，日出直前や日没直後の薄明時に空の色が紫色に見える薄明現象から推定されていた。しかし，航空機（U―2）や大気球で，成層圏からエアロゾルを直接採集して物質の同定が行われ，成層圏エアロゾルの実態が知られるようになったのは比較的最近のことである。

1960年代のはじめ，JUNGE ら(1961) のグループは成層圏での観測を行い，採集したエアロゾル粒子のX線マイクロアナライザーによる元素分析から，その主成分は硫黄であることを知り，これらの粒子は成層圏のなかで生成された硫酸アンモニウム，もしくは硫酸の粒子であろうと推定した。JUNGE は更に，成層圏エアロゾル粒子は平均粒径が 0.3 μm であること，その個数濃度が 18～20km の高度で極大を示すことなどを見いだした。

その後の多くの研究から，このエアロゾル粒子の個数濃度の極大層は，赤道地方で 23km，中緯度地方で20km，極地方で15kmの平均高度で，あたかもベールのように地球をとりまいて，常時存在していることが知られており，「JUNGE層」の名で呼ばれている（第2図参照)。



第2図　エアロゾル粒子の個数濃度の緯度別高度分布（ROSEN等　1975)
矢印は圏界面高度を示す。

JUNGE 層を構成している成層圏エアロゾル粒子の物質同定については，その後，個々の粒子の電子線回折や，電子顕微鏡による形態分析が試みられた。1960年代の終わりごろ，私もオーストラリアの仲間との共同研究を行い，「塩化バリウム薄膜―蒸気法」によるエアロゾル粒子個々の物質同定法を開発した（BIGGら 1974)。成層圏で採集したエアロゾル粒子にこの方法を適用した結果，その主要な物質は硫酸と硫酸アンモニウムであることを直接示すことができ，JUNGE の考えが基本的に正しいことがわかった（小野 1977)。

硫酸アンモニウム粒子は対流圏エアロゾルの主要なメンバーで，水蒸気の凝結による雲粒，霧粒形成の中心核（凝結核）として，重要な役割を果たしていることはよく知られている。しかし，成層圏エアロゾル粒子が硫酸もしくは硫酸アンモニウムの粒子であることは，全く予想外の発見であった。

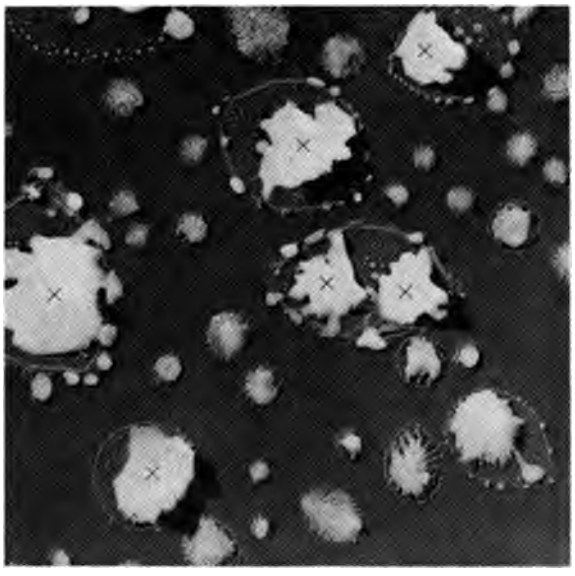
成層圏の硫酸，硫酸アンモニウム粒子の起源について，現在最も支持されている考えは，大気の循環，拡散混合によって対流圏から成層圏に定常的に運びこまれた地表起源の COS や SO_2 などの硫黄化合物の気体が成層圏で徐々に酸化され，気体から粒子に変換されて形成されたとするものである。

気体から粒子への変換過程は，次のようなステップをとる。粒子の先駆物質である SO_2 ガスは，光酸化や OH（水酸基）遊離基との衝突反応で酸化され，水分子との水和反応を経て蒸気圧の極めて低い硫酸分子になる。水蒸気分子を含む系の中で，硫酸分子の数がふえて過飽和状態になると，気体から液体への相変化がおこり，微小な硫酸溶液滴が形成される。

更に，この微小な硫酸溶液滴への硫酸分子，水蒸気分子の凝結や微小溶液滴同士の拡散衝突により，時間がたつにつれて質量が増加する。つまり成長して硫酸粒子になると考えられている。成層圏に存在する硫酸粒子は，その沸点の測定をもとに，75%の硫酸水溶液であろうと推定されている（ROSEN 1971)。

ところで成層圏エアロゾル粒子を詳しく調べると，小さい粒子は硫酸粒子であり，大きい粒子ほど硫酸アンモニウムの多いことが知られている。このことは，硫酸粒子は，これをとりまく気体（主として，亜硫酸ガス，水蒸気，アンモニア）と反応して，すなわち硫酸粒子にとけこんだアンモニアが，亜硫酸ガスの硫酸粒子へのとけこみを助けるような形で，更に成長することを示すものと思われる。火山噴火のない平常時の成層圏エアロゾル量は約10万トンと推定されており，大気全体のエアロゾル量（約3億トン）の0.6%程度であり，あとでのべるように光学的厚さも0.003と極めて小さいので，気候に影響をおよぼすとは考えられていない。

以上は火山噴火のない平常時の実態である。Bali 島の Agung 火山の噴火（1963年3月）の場合のように，成層圏に多量の火山噴出物が一時的に放出されると，成層圏エアロゾル層は著しい変質を受けることが観測から知られている（MOSSOP 1964)。噴火直後は多量の火山性気体と鉱物質の火山灰が共存するが（第3図参照），火山灰は粒径が大きいので，最初の数ヵ月で対流圏に落下してしまい，その後の主な粒子は，成層圏を満たした多量の亜硫酸ガスから形成される硫酸粒子である（第4図参照)。この硫酸粒子によって平常時の100倍にもおよぶ濃いエアロゾル層が形成され，成層圏では対流圏のように雲や雨によるエアロゾルの大気からの除去作用が有効に働かないので，2～3年にわたって成層圏に滞留し，全地球規模で維持されるようになる。

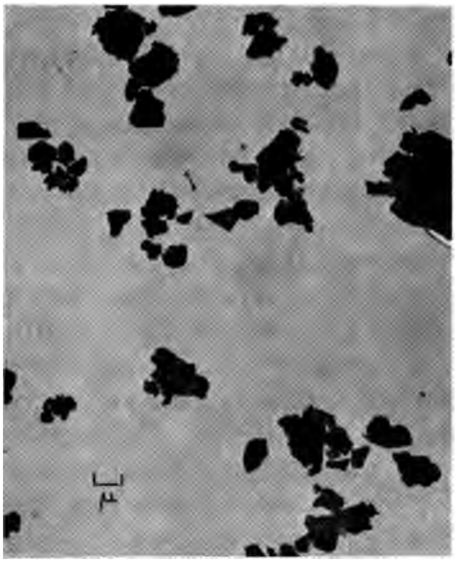


第3図(a)　Agung 火山の噴火2ヶ月後に高度20kmで採集した火山性成層圏エアロゾル粒子の電子顕微鏡写真（MOSSOP による）
×印のついた粒子は硫酸塩におおわれた火山灰である。

火山噴火が気候に影響をおよぼすのは，主としてこのエアロゾル層で，その影響は大気の光学的な厚さを増すことにより地表に達する日射量を減少させ，気候の寒冷化となってあらわれると考えられている。

第5図は，1963年3月の Agung 火山噴火後，南緯40°の高度20km における硫酸塩，珪酸塩の重量濃度と直達日射量から求めた大気の光学的厚さの経時変化を示す (CASTLEMAN 等 1974, MOSSOP 1964, DYERS and HICKS 1969)。

この図から火山灰を主体とする珪酸塩の

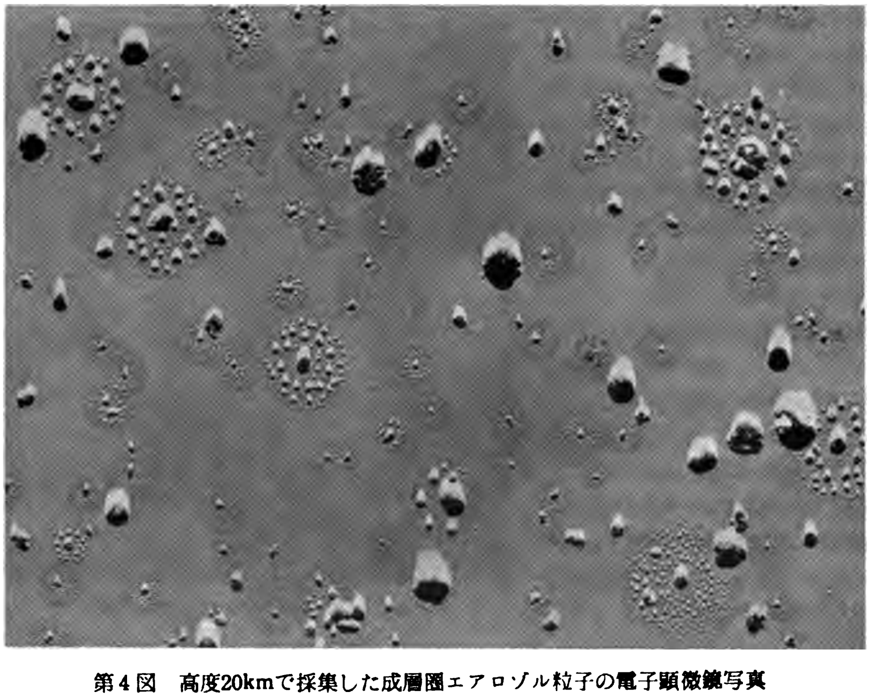


第3図(b)　同じ試料を純水で透析し，水に可溶な成分をとりのぞいたはだかの火山灰の電子顕微鏡写真

重量濃度は噴火後3ヶ月で最大となり，その後急速に減少し，8ヶ月後には殆ど噴火以前の濃度レベルになることがわかる。

これに反し，硫酸塩の重量濃度は噴火後6ヶ月で最大に達し，そのあと徐々に減少し，2年経過後も噴火以前の濃度レベルに戻っておらず依然としてかなりの量の硫酸塩エアロゾルが成層圏に存在している。このような成層圏における硫酸塩濃度の変動の経過は大気の光学的厚さの変動の経過と大変よく一致し，地球が利用し得る有効日射量を決める大気の光学的厚さが成層圏に存在する硫酸塩を主体とする火山性エアロゾルの量によって支配されていることを示している。

従来，火山噴火の気候に対する影響を考える際には全噴出量を指標としてきたが，上述の結果が示すように，噴火の際の全噴出量だけでなく成層圏に長期にわたって，光学的に厚い火山性エアロゾル層をつくり出すもとになるSO_2ガスがどれだけ多量に成層圏に注入されたかということを考慮する必要がある。たとえば1980年5月のセントヘレンズ火山噴火は，噴出量においては，1982年4月のエルチチョン火山の場合よりも

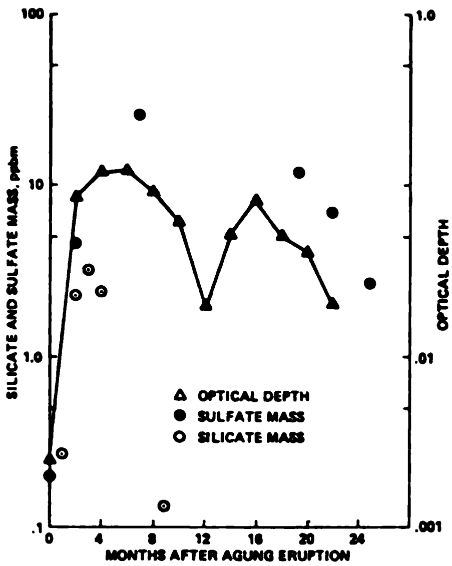


第4図　高度20kmで採集した成層圏エアロゾル粒子の電子顕微鏡写真
サテライト構造を示す粒子はいずれも硫酸粒子である。

規模は大きいと推定されているが，大気への影響は予想外に小さく，その原因は，成層圏に注入された SO_2 ガス量が少なかったためと考えられている。

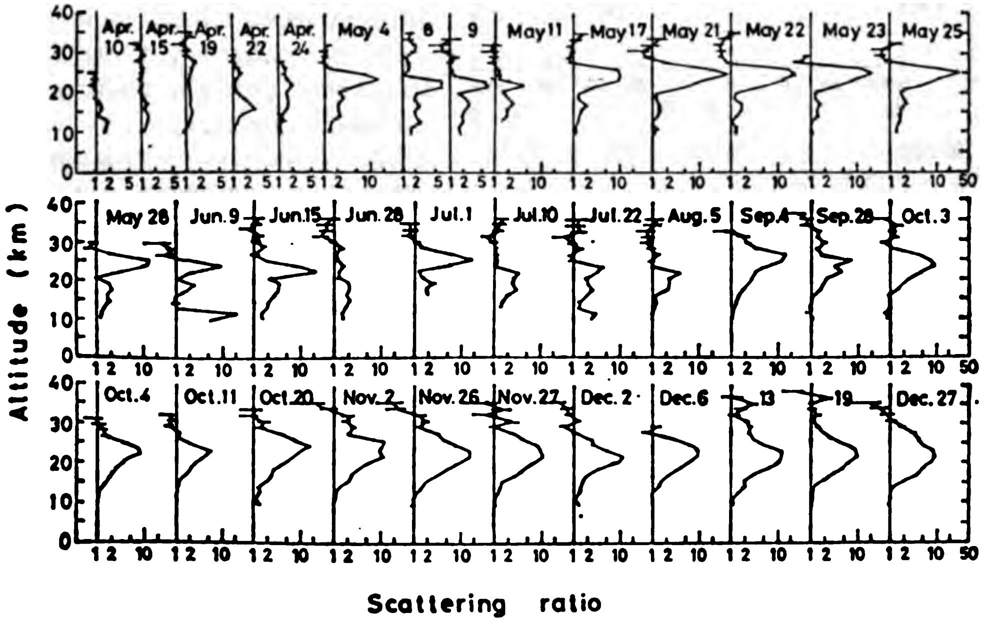
III．火山性成層圏エアロゾルの空間的時間的変動の実態

火山噴火に伴う火山性成層圏エアロゾルの空間的時間的変動の実態を直接的に知る手段としてレーザレーダ観測は極めて有効である。これは地上から鉛直方向にきわめて短い時間巾のレーザ光パルスを打ち上げ，このパルスが空気分子とエアロゾル粒子によって反射(後方散乱)される性質を利用するもので，受信した散乱エコー強度から空気分子による分を差し引いて，エアロゾル粒子濃度の鉛直分布を求めることができる。レーザレーダによる成層圏エアロゾルの観測は夜間天候さえよければ連続観測が可能である。レーザレーダで観測される散乱光強度は散乱比 $R=\frac{\beta_M(Z)+\beta_R(Z)}{\beta_R(Z)}$ で定義され，$\beta_R(Z)$，$\beta_M(Z)$ はそれぞれ空気分子とエアロゾル粒子による後方散乱係数で，$R-1=\frac{\beta_M(Z)}{\beta_R(Z)}$ はエアロゾル粒子の混合比に比例する量である。



第5図　高度 20km における硫酸塩と珪酸塩の重量濃度および大気の光学的厚さの経時変化（HAYASHIDA and IWASAKA 1983）

第6図は，1982年4月から12月までの期間，名大水圏科学研究所で行ったレーザレーダ観測から求める



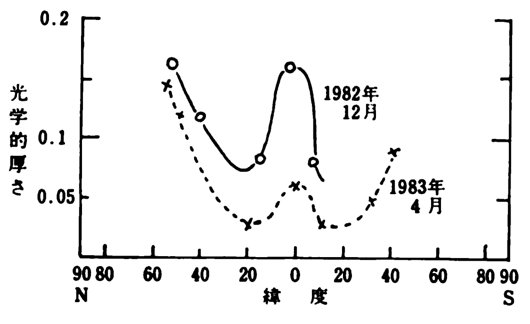
第6図　名古屋大学水圏科学研究所で観測した火山性成層圏エアロゾルによる後方散乱比 R_α の鉛直プロファイルの経時変化

散乱比の鉛直プロフィルの経時変化で，名古屋上空における火山性成層圏エアロゾル層の検出とその後の消長を示している（HAYASHIDA and IWASAKI　1983)。この図によると4月19日に高度27.0―28.5kmでエアロゾル濃度の高い部分が検出され，その後火山性成層圏エアロゾルは9月頃まで21―30km(散乱比の極大は25km）と，20km以下（散乱比の極大は15―18km）にそれぞれ散乱比の極大値を持つ2層構造をしており，また観測ごとに鉛直プロフィルの形が変化，成層圏では不均一な分布をしていた。しかし10月以降しだいに高度20km前後に散乱比の極大値をもつ巾広い1層構造になり成層圏内で一様な分布になってきたことがわかる。

レーザレーダによる観測は，観測点上空におけるエアロゾルの消長しかわからない欠点があるが，北半球を中心に世界各地に点在する10数台のレーザレーダ観測の結果を総合的に比較することにより地球規模での成層圏における火山性エアロゾルの分布状態を知ることができる。1982年4月のエルチチョン火山噴火による火山性成層圏エアロゾルの分布状態の推移は次の通りである。

（1）　20km以下の15―18kmにあるエアロゾル層は偏西風の領域にあたり，エアロゾル層は南北方向に比較的早く拡散し，12月には南極にも到達しているらしい。

（2）　20―30kmのエアロゾル層は噴火後偏東風領域にあり，南北方向への拡散はおそく10月末頃まで35°Nと10°Sとの間に局限されていた。その後この領域も偏西風に変わって南北方向への拡散が始まり，現在は特に北半球の高緯度地帯に濃度の高い火山性エアロゾル層が見出されている。



第7図　エルチチョン火山噴火の影響を受けた大気の光学的厚さの緯度分布

第7図は航空機からの分光観測から求めた大気の光学的厚さの緯度分布の時間変化で，成層圏の大気大循環によりいずれオゾンの緯度分布のように火山性エアロゾル層は赤道周辺で極小，極附近の高緯度地帯で極大になるような分布に近づいていくものと思われる。太陽光は赤道附近では地球大気にほぼ垂直な行路で入ってくるが，赤道をはなれると，ある角度をもって斜めに入射するようになり，太陽光の大気中の行程は赤道よりも長くなる。したがって，高緯度地帯に光学的に厚いエアロゾル層が形成されれば，結果として高緯度地帯をより強く冷却しようとする傾向が出てくる。このことは赤道と極との間の温度差をより大きくすることになり，偏西風はこの温度差を解消すべく南北に大きく蛇行するようになり，これにともなって中緯度地方では高温域と低温域が相接しておこる異常気象が発現する可能性が高くなるものと思われる。

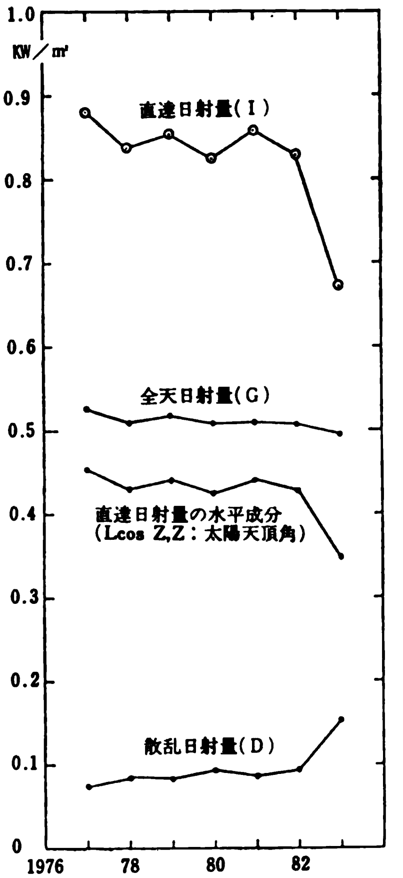
IV.　火山噴火と日射量，地上気温の変化

火山噴火にともなって，光学的に厚いエアロゾル層が形成されれば，地上で観測される日射量にも何らかの変化が認められる筈である。日本での調査によれば，エルチチョン火山噴火の影響は，大気中の水蒸気量が小さく，成層圏の火山性エアロゾルの分布が一様になった1982年12月，正午における館野での各種日射量の観測データに明瞭にあらわれていることがわかった。

第8図は館野に於ける12月正午に観測した直達日射量とその時刻の全天日射量および散乱日射量についてそれぞれ月平均値を求め，1976年から1982年の7年間の経年変化を示したものである（山内　1983)。図から，1982年12月の直達日射量はエルチチョン火山噴火の影響も受けて20%も減少している。これは日本での50年におよぶ日射観測史上初めてと言われる規模の日射量の減少である。全国平均でみても，12月の全国平均の大気の透過率は70.4%で，これは累年平均値78.0%にくらべ10%の減少で，直達日射量に直

すと約20%の減少に相当する。従ってレーザレーダ観測や日射量観測を綜合すると，日本を含む低・中緯度上空に，エルチチョン火山に起源する火山性エアロゾルが，光学的に大変厚いエアロゾルの層を成層圏に形成していると考えてよい。こんごの推移に関心が寄せられている。

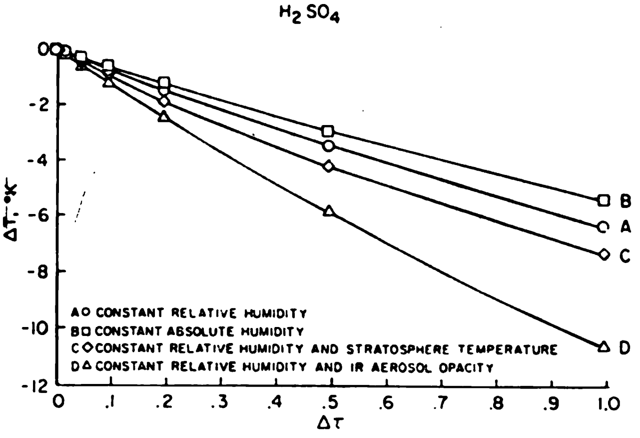
以上見てきたように火山性エアロゾルによる大気の光学的厚さの増加は，直達日射量の減衰をもたらすが，ここで注意しなければならない点は散乱光も含めた全体の有効日射量がどうなるかと云う点である。今年の夏「エルチチョン火山噴火の影響で太陽からの直達日射量が20%減少した」ということで，マスコミの間で問題になったが，これは太陽からの有効日射量が20%減少したと思い違いしたためにおこったことである。実際に太陽からの有効日射量が20%も減少すればすでに述べた BUDYKO (1969) の結果をまつまでもなく，この地球は全面雪氷域におおわれる事態になる。火山性エアロゾルによる直達日射量の減少の効果は，散乱光による散乱日射量が60%も増加したことによって大いに軽減され，両者の和である全天日射量（気候の形成に直接関係する有効日射量）はほんのわずかの１～２%の減少にとどまっている。これはエアロゾル粒子の粒径と太陽の可視光の波長との関係で火山性エアロゾルが太陽光を前方に強く散乱する性質（Mie 散乱）を持っているためである。一般に全天日射量は天候特に雲の影響を大きく受けるのでデータ解析から火山噴火の影響を見出すことは難しい。館野での結果と同じような結果が1963年３月の Agung 火山噴火の際オーストラリアのメルボルンで得られている (DYERS and HICKS 1965)。



第８図　晴天の12月，正午に館野で観測した各種日射量の月平均値の経年変化（山内 1983）

又第８図で興味あるのは，1980年５月のセントヘレンズ火山噴火による影響が直達日射量にあらわれていない点である。噴火の規模としてはエルチチョン火山噴火より大きいと推定されていたが，噴出量に占める SO_2 ガスの量が少なく，光学的に厚い火山性エアロゾル層が長期間にわたって成層圏に形成されなかったためと考えられている。

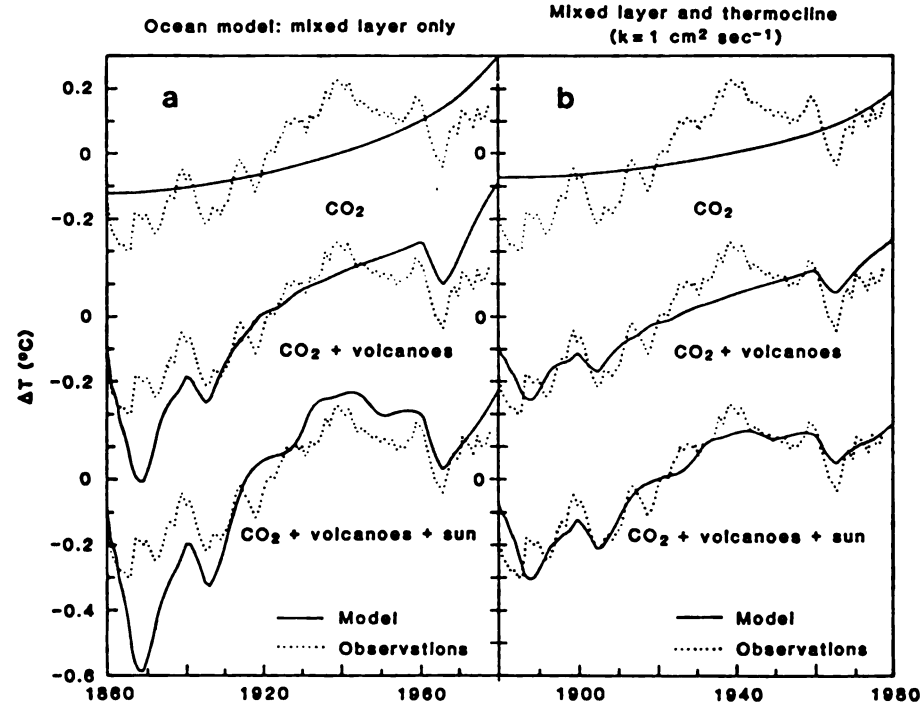
火山性成層圏エアロゾルの粒径分布や化学組成を最近の航空機，大気球による直接観測結果から仮定すると，成層圏エアロゾル層の光学的厚さにより地上気温がどのように変るかを，地球大気系に入射してくる太陽放射エネルギーの量と，地球大気系から宇宙空間へ放出される赤外放射エネルギーの量との放射収支から算定することができる。第９図は，火山噴火によって成層圏に長期にわたって滞在する火山性エアロゾルが硫酸粒子（75%硫酸水溶液）だとした場合，地上気温の低下量（ΔT）を，エアロゾル層の光学的厚さ（$\Delta\tau$）を変えて調べた結果である (POLLACK 等 1976)。放射収支は大気の湿度条件や成層圏の温度の条件によっても変化するので，彼らは種々の条件を設定し，エアロゾルの光学的厚さに対して，地上気温が変化する様子をこの図に示している。すでにのべたようにエルチチョン火山噴火による火山性成層圏エアロゾルの光学的厚さは0.2程度増加するので，こんご地上気温は1°C程度の低下が期待される。



第9図　硫酸エアロゾルによる大気の光学的厚さ（Δτ）と平均気温変化（ΔT）との関係（POLLACK 等　1976）

V. おわりに

21世紀のグローバルな気候について，最近米国環境保護局や全米科学アカデミーから炭酸ガス濃度の増加による地球の温暖化の予測が報告され社会的な関心事になっている。工業化により大気中の炭酸ガス濃度が増加し続けており，現在の約340ppmに対して21世紀後半には，工業化以前の濃度290ppmの2倍の600ppmに達すると予測され，大気の温室効果が増強され，結果として地球の気候を温暖化する役割を果しているのではないかと云う説が有力視されている。しかし，炭酸ガスによる気候変動の筋書は，数学的気候モデルによる数値実験で予測された結果であり，観測によって確認されているわけではない。これは炭酸ガスによる気候変化が他の要因による現実の気候変化のなかに埋没されているからである。HASEN 等（1981）は，観測された全球平均気温の経年変化（5ケ年の移動平均）をいくつ



第10図　実測値より求めた全球平均気温の経年変化（点線）とモデルによる要因別計算値（実線）との比較（HASEN 等　1981）

かの要因別に分類し，炭酸ガスの増加のほかに火山性成層圏エアロゾルなどの変化を経験的に定式化したモデルを作り，気候変動における各種要因の相対的な重要度を検討している。第10図は，海洋による熱慣性の影響も考慮した結果で，過去における全球平均気温の変化は炭酸ガス濃度の増加のみでは説明できず，火山噴火の影響が無視できない要因であることを示している。このことは，21世紀の気候の筋書を考える場合，火山活動が活発になり Agung 火山噴火のような規模の噴火が数個続けば，炭酸ガス濃度の増加だけから描いた筋書とはかなり違った気候が発現することもあり得ると云うことを示したものとして注目される。しかし彼らの結果を納得するためには，成層圏に注入される火山性成層圏エアロゾルの量，粒径分布，光学的特性および火山ガスからの粒子の形成過程などに関するデータの集積が必須である。幸い，エルチチョン火山噴火は，たまたま1982年１月１日から５ケ年計画でスタートし，世界各地で観測態勢が充分に整った中層大気国際観測事業（MAP）の期間中に発現した現象であり，過去の火山噴火時にくらべはるかに精密で広範な観測が進められているので，火山噴火が気候に及ぼす影響について新しい発展が期待される。

引 用 文 献

BIGG, E. K., ONO, A. and THOMPSON, J. W. (1970) : Aerosols at altitudes between 20 and 37 km. *Tellus*, **22**, 550-563.

BUDYKO, E. M. (1969) : The effects of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, **21**, 611-619.

CASTLEMAN, A.W., MUNKELWITZ, H. R. and MANOWITZ, M. (1973) : The contribution of volcanic sulfur compounds to the stratospheric aerosol layer. *Nature*, **244**, 345-346.

DYERS, A. J. and HICKS, B. B. (1965) : Stratospheric transport of volcanic dust inferred from solar radiation measurements. *Nature*, **208**, 131-133.

HANSEN, J. E., JOHNSON, D., LACIS, A. A., LEBEDEFF, S., LEE, F., RIND, D. and RUSSELL, G. (1981) : Climatic impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science*, **213**, 957-966.

HAYASHIDA, S. and IWASAKA, Y. (1983) : Lidar observation of stratospheric aerosol increase after the El Chichion eruption : Nagoya, April to December 1892. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Special Issue* 29, 191-200.

LAMB, H. H. (1970) : Volcanic dust in the atmosphere. *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, **266**, 425-533.

MASON, B. J. (1976) : Towards the understanding and prediction of climatic variations. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 473-498.

MOSSOP, S. C. (1964) : Volcanic dust collected at an altitude of 20km. *Nature*, **203**, 824-827.

小野　晃 (1977)：成層圏エーロゾル．科学，**47**，18-26.

山内豊太郎 (1983)：エルチチョンの噴火と日射量．MAPニュース，4，11-13.

YAMAMOTO, R., HOSHIAI, M. and IWASHIMA, T. (1977) : Change of surface air temperature averaged globally during the years 1957-1972. *Arch. Met. Geophys. Bioll.*, B. **25**, 105-115.

地学雑誌 92-7 (1983)

活断層の地質学的意義と地震予知

衣 笠 善 博*・垣 見 俊 弘*

Geological Significance of Active Faults and Earthquake Prediction

Yoshihiro KINUGASA and Toshihiro KAKIMI

I. はじめに

地震予知に対する社会的関心は，ここ10年間の間に急速に高まった。この社会的関心の高まりに支持されて，地震予知の研究及び観測体制は急速な進歩をとげた。このような事情は，活断層の研究についても同様である。とくに，1974年5月伊豆半島沖地震と，1978年1月伊豆大島近海地震に伴なって地震断層が生じた事は，活断層に対する社会的関心を高めるとともに，研究を一層進展させるきっかけとなった。また，活断層研究の成果は，地震予知のみならず，原子力施設など重要施設の立地にあたっての耐震安全性の確保という実用的な要請にも生かされることとなっている。

これに対し，地質調査所では既存資料のコンパイルによる200万分の1日本活断層図（垣見ほか 1978）の編集が行なわれた。また，1979年から始まった地震予知第4次5ヶ年計画では，全国にわたって50万分の1活構造図を編集中であり（地質調査所環境地質部地震地質課 1983），その一部は既に出版された（垣見ほか 1982，佃ほか 1982，山崎ほか 1983，寒川ほか 1983）。また活断層研究会は全国にわたって縮尺20万分の1で活断層分布図を作成し，「日本の活断層—分布図と資料—」という大冊にまとめあげた（活断層研究会 1980）。

しかし一方で，活断層に対する過剰な反応や，その裏がえしとして，過小な反応も出てきた。小論では活断層の持つ地質学的意義を再考するとともに，活断層からの地震予知を3段階に区別する事を提案して批判を仰ぎたい。

II. 活断層の定義と地質学的意義

活断層は多田（1927）によって「極めて近き時代迄地殻変動を繰返した断層であり，今後も尚活動す可き可能性の大いなる断層」と定義されている。この定義において，後半には活断層の持つ意義が示されており，前半に活断層認定の規準が示されている。BONILLA (1970) の定義も同様であり，原文のまま引用するなら “An active fault can be defined as one that has moved in the recent past and may move in the near future” と定義している。

これらの定義では「極めて近き時代」あるいは “recent past” の範囲は示されていない。我が国における地質学・地形学の分野では，この「極めて近き時代」あるいは “recent past” に対し，第四紀をあてはめて，第四紀に活動した断層をもって活断層としてきた（地質調査所 1978，活断層研究会 1980など）。しかし，再度定義に立ちもどるなら，活断層の意義は「今後も尚活動す可き可能性」，“may move in the near future„ にある事は明らかである。一方，活断層認定の目やすとされてきた「第四紀」という時代は生層序学的に定義されている時代であり，構造発達史の上で定義されたものではない。断層運動は，

* 地質調査所環境地質部
Environmental Geology Department, Geological Survey of Japan

tectonics の基本的な要素の一つであるから，活断層認定の規準も構造発達史のなかで定義されなければならない。

地震すなわち活断層の活動は現在の tectonics のなかで発生している。したがって現在を支配している tectonics が発生してからそれが終焉をとげるまでは同様の事象（断層の活動，地震の発生など）は繰り返すと考えることができる。BONILLA (1970) の "recent past„ は，したがって，現在を支配している tectonics の始まりの時期までを指し "near future" は，地質学的には，現在の tectonics が続く限りを指していると解釈される。

活断層の調査研究が進むにつれて，第四紀の間を通じて断層運動の様式に変化がある事が明らかにされてきている。たとえば，紀ノ川中流域における中央構造線の活動は，寒川 (1977) の示したように，第四紀の中頃を境にして，その様式が大きく変化している。すなわち，第四紀の前半における中央構造線の活動は北上りの衝上断層の活動が活発であった。しかし，五条層の堆積期を境としてこの衝上断層の活動は停止し，以後は右横ズレの活動が顕在化した。この右横ズレの活動は現在まで継続している。従って，紀ノ川中流域の衝上断層は，第四紀（の前半）に活動した断層ではあっても，"active" とは言えない。

西南日本内帯においても，第四紀の前半と後半では tectonics に大きな変化が見られる。すなわち，この地域では，中新世から鮮新—更新世に活動した東西性の走向を持つ衝上断層の存在が知られているが，地形学的にはこれらの断層が第四紀の後半に活動した証拠は認められない。一方，第四紀後半になって活動が活発化した断層が福山市西部から岩国市周辺に見られる。これらの断層は北東—南西の走向を持つ右横ズレ断層である（寒川 1980)。

前述のように，活断層であるか否かは，その地域の tectonics との関連において評価されるものであり本来全国的 "統一規準" という見方でとらえるべきものではない。地質調査所環境地質部地震地質課 (1983) は活断層認定の基準を「おおむね第四紀の後期に反復して活動した内因性の断層」としている。これは，全国にわたって第四紀の中期と後期の間に tectonics に変化があったと考えているためではない。たかだか10数万年の第四紀後期の間に大幅な tectonics の変化があったとする積極的な証拠がないことから第四紀後期の tectonics は現在のそれと同一であると見なすことができるからである。"recent past" を短くとることにより，活断層でないものまで活断層と認定してしまう危険は少なくなるが，逆に活断層を見逃す危険性が生じる。しかし，活動の "周期" が10数万年以上という活断層を見逃したとしても，そのような活断層が地震予知や地震災害のアセスメントに与える影響は無視できる程度に小さい。

III. 活断層と地震予知

活断層が注目をあびているのは，地震の発生が活断層の活動そのものに他ならないからであり，地震予知および地震災害の軽減という社会的な観点からも活断層の調査研究に対する期待は大きい。

活断層の調査研究が地震予知にはたす役割は以下にのべるように３つの段階に分けることができる。ある段階のためのデータをもとに別の段階の議論をし，その結果，活断層のはたす役割を過小評価したり，過大評価した例のあることに注意を喚起しておきたい。

1) 時間に依存しない地震予知と活断層

一般に，地震予知には時，場所および規模の３要素が必要とされ，どの１つが欠けても予知とは言えないとされている。しかし，３要素そろった予知の前段階としては，特に困難な "時" をさておいて，他の２つの要素を明らかにすることがまず必要である。特に，地震予知の効率的な推進をはかるためには，予想される地震の場所と規模をあらかじめ明らかにしておくことが不可欠といえよう。

地震災害軽減の観点から行なわれる耐震設計に必要な諸パラメータは時を特定した地震予知が不可欠というわけではなく，地震発生の場所と規模が特定できれば，それらから導びかれる諸パラメータと建造物それ自体の重要性とにより工学的に行なわれる。

現在の地震学の知識によれば，地震の発生する場所は活断層の存在場所そのものであり，規模は経験則から導びかれる。地震のマグニチュードMと断層の長さL (km) については，TOCHER (1958) が世界中の地震断層のデータを使って $\log L=1.02M-5.76$ という経験式を導びいた。松田 (1975) は日本の内陸に発生した地震について同様に $\log L=0.6M-2.9$ という関係式を導びいた。

マグニチュードMと，その地震の際の断層の変位量 D (m) の間の経験式は，世界の地震断層のデータを使った IIDA (1965) によって $\log D=0.55M-3.71$ と導びかれた。日本の内陸部の地震断層については松田 (1975) によって $\log D=0.6M-4.0$ と求められた。

これらの経験式に従うなら，断層の長さ，あるいは1回の地震による変位量が特定できれば，その断層から発生する地震の規模が予想される。

2) 再来周期からの地震予知と活断層

前節では "時" が特定できなくても，予知には役立つ事をのべたが，"時" を明らかにする努力は必要であるし，社会的な要請も強い。

"時" を明らかにするための方法には，前兆現象の検出による方法と，再来周期を利用する方法がある。前兆現象による予知については次節でのべることとし，ここでは再来周期についてのべる。

活断層が繰返して活動をするものである事はその定義から明瞭であり，活断層が地質学的意義を持つゆえんである。しかし地震発生の "時" を予測するためには断層活動の時間的な規則性が明らかでなければならない。

WALLACE (1970) はサンアンドレアス断層の調査から断層運動の活動周期の推定を試みた。サンアンドレアス断層の活動周期を実証的に示したのは SIEH (1978) である。彼は南カリフォルニアの Pallet Creek におけるトレンチ調査によって，同断層の活動の平均的な間隔が160年である事を明らかにした。また，同地域は1857年の Fort Tejon 地震 ($M=8\frac{1}{4}+$) で活動をしていることから今後数10年の間に Fort Tejon 地震と同程度の地震が発生し得る事を明らかにした。この Pallet Creek における成果は，調査地点の地質の条件に恵まれた事もあって，特筆すべきものであり，日本における活断層研究に大きなインパクトを与え，その後日本においてもトレンチ調査が活発に行なわれるようになった (YAMAZAKI et al. 1982)。

松田 (1978) は断層の活動周期Rと最後の活動時期からの経過期間tによって活断層を要注意断層とそうでないものに区別する手順を示した。ある断層が最後に活動してからの経過期間tが活動周期Rに近い場合は次の活動時期がせまっている事になり，その断層は要注意断層ということが言える。逆に，ある断層が最後に活動してからまだあまり時が経過していないような場合 ($t<R$) は，人間生活の時間尺度で，近い将来に再び活動する可能性は少ないと言える。

この松田の考え方にもとづき，WESNOUSKY らは北海道と九州を除く全国の活断層の再来周期と最終活動時期から地震危険度マップを作成した (WESNOUSKY et al. 1983)。このような広域の地震危険度の分布図は，地震災害軽減のための対策を立てるにあたってのきわめて重要な判断材料である。

3) 前兆現象による地震予知と活断層

地震発生の "時" を予知する事は地震予知研究の最大の課題であり，多くの観測・研究がなされている。それらの観測の多くはある地域を対象とし，その地域およびその周辺に観測点を配置し，地域内に発生する前兆現象を捕捉する事をめざしている。

前述のように，活断層の運動は震源過程の地表への現われと見なせるから，活断層に対するある種の観測は，予想される震源過程そのものを監視していることとなる。たとえば，測量のうち，活断層をまたいで行なわれるものはこれに相当する。阿寺断層，富士川断層等をまたいでは光波測量がくり返し行なわれている。地質調査所では北武断層，延命寺断層や中央構造線等の近傍にはりめぐらされた測点網のくり返し三角測量を行っている (KAKIMI et al. 1981 など)。アメリカにおいて地震予知のために行なわれて

いる測量の大部分は，日本でさかんに行なわれているような広域地殻歪を求めるためというより，断層の変位運動を検出する事を目的とした測量である。

地震の前兆現象の一つに地下水や地下ガスの地球化学的な変化がある。地球化学的観測には，自然地震の観測と同様に，ある地域内における前兆現象を検出するために行なわれるものの他に，特定の活断層に注目しても行なわれている。たとえば，富士川断層，姫ノ湯断層などに対してラドンの放出量の経時的な変化の観測が行なわれている（加藤ほか　1980など）。

活断層の直上あるいは直近で行なわれる観測は，対象とした活断層そのものから発生する地震の前兆現象を捕捉することを期待して行なわれているが，さらに別の効果を生むことがある。KINUGASA (1981) は北武断層をまたいで設層された菱形基線網のくり返し観測のデータを解析し，断層周辺の地殻歪の推移と観測期間中に南関東で発生した地震との間に相関がある事，またその歪の量は断層をまたがないで行なわれる測量から求められる歪の量に比べて極めて大きい事を指摘した。その原因について KINUGASA (1981) は断層破砕帯が存在する事の影響を考えた。すなわち，断層破砕帯の存在により，その地点が地震予知観測上の「ツボ」となっている可能性が考えられる。

地震予知観測の「ツボ」については，バリヤーモデル（DAS and AKI　1977, AKI　1979 など）やアスペリティーモデル（金森　1980）などによって理論的な考察が加えられる必要があるが，実用的には，断層破砕帯，とくに活断層のそれが「ツボ」の形成に関与している事が予想される。

IV. 地震地質学……まとめにかえて

以上のように活断層は現在の tectonics のなかでとらえる必要があり，tectonics の背景ぬきにしては活断層の持つ地質学的意義を明らかにすることはできない。筆者らが活断層調査の結果を，活断層分布という形ではなく，常に活構造図としてまとめてきたのはこのためである。

活断層を地質構造発達史のなかに位置付けることによって，個々の活断層の分布や性状からは必らずしも明確となし得ないような，地震活動の理解や，その将来予測への道が開けてくる可能性がある。たとえば，東北地方の日本海岸に沿って断続する長大な活断層系は，地質構造との関連において幾つかのセグメントに分かれ，それぞれは第四紀の初め頃から発達してきた逆断層ブロックの境界断層として位置付けることが可能である。そして，この地域の歴史地震の震央や規模は，個々の活断層の位置や長さよりは，単位ブロックのディメンジョン（長さ×幅）に対応していると見られることが明らかになってきている（粟田　1983）。この場合，単位ブロックの認定が，当該地域における第四紀構造運動の理解なしにできないことはいうまでもない。

現代の活断層研究の流れとして，個々の活断層に対するトレンチ調査等による古地震の発掘や，再来周期の解明，あるいは破砕帯物質の研究などがあることは，マスコミに採り上げられることもあって，比較的一般に知られているようである。しかし，もう一つの流れとして，活断層の地域性や構造発達史のなかでの位置付け等についての地道な研究もあることを強調しておきたい。

このような分野は seismotectonics と呼ばれ，筆者らはその邦訳として「地震地質学」という言葉を使っている。拙文がこの「地震地質学」の目ざすところを理解していただくための一助になれば幸いである。

引用文献

AKI, K. (1979) : Characterization of barriers on an earthquake fault. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, B11., 6140-6148.

粟田泰夫 (1983)：東北地方，日本海沿岸の活断層と地震の発生様式—北由利衝上断層系を例にして—. 地震学会講演予稿集，1983, 2, 95.

BONILLA, M. G. (1970) : Surface faulting and related effects. in WIEGEL, R. L., ed. :

Earthquake Engineering. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 47-74.
地質調査所（1978）：活断層について．地質調査所，7p.
地質調査所環境地質部地震地質課（1983）：50万分の1活構造図シリーズについて．地質調査所月報，34，27-37.
DAS, S. and AKI, K. (1977) : Fault planes with barriers : A versatile earthquake model. *Jour. Geophys. Res.*, 82, 36, 5648-5670.
IIDA, K. (1965) : Earthquake magnitude, earthquake fault, and source dimensions. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 13, 2, 115-132.
垣見俊弘・衣笠善博・加藤碵一（1978）：日本活断層図．1：2,000,000 地質編集図18，地質調査所.
KAKIMI, T., KINUGASA, Y. and ONO, K. (1981) : Active faults in Japan : present state of studies and problems. *U. S. Geological Survey Open-File Report*, 82-180, 98-114.
垣見俊弘・山崎晴雄・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一・岡 重文（1982）：活構造図「東京」．1：500,000活構造図8，地質調査所.
金森博雄（1980）：地震活動と地震予知—南カリフォルニアの例—．地震予知シンポジウム（1980），163-174.
加藤 完・永田松三・伊藤吉助（1980）：αトラック法による活断層周辺のラドン濃度の変動測定．地震Ⅱ，33，289-301.
活断層研究会（1980）：日本の活断層—分布図と資料．東大出版会，363p.
KINUGASA, Y. (1981) : Crustal strain on and around an active fault—an example from the survey on the Kitakake fault—. *Jour. Geod. Soc. Japan*, 27, 309-311.
松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について．地震，28，369-283.
—— （1978）：地震の痕．浅田 敏編著「地震予知の方法」，第3章，東京大学出版会，29-54.
寒川 旭（1977）：紀ノ川中流域の地形発達と地殻変動．地理学評論，50，578-595.
—— （1980）：西南日本中央部の第四紀における地殻運動と地形発達．西村嘉助先生退官記念地理学論文集，60-65.
——・杉山雄一・衣笠善博（1983）：活構造図「京都」．1：500,000活構造図11，地質調査所.
SIEH, K. E. (1978) : Prehistoric large earthquakes produed by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. *Jour. Geophys. Res.*, 83, B8, 3907-3939.
多田文男（1927）：活断層の二種類．地理学評論，3，980-983.
TOCHER, D. (1958) : Earthquake energy and ground breakage, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48, 2, 147-153.
佃 栄吉・寒川 旭・衣笠善博（1982）：活構造図「高知」．1：500,000活構造図13，地質調査所.
WALLACE, R. E. (1970) : Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 10, 2875-2890.
WESNOUSKY, S. G., SCHOLZ, C. H, 島崎邦彦・松田時彦（1983）：活断層と歴史地震のデータを総合した地震危険度マップ．地震学会講演予稿集，1983，2，160.
山崎晴雄・粟田泰夫・下川浩一・衣笠善博（1983）：活構造図「秋田」．1：500,000活構造図6，地質調査所.
YAMAZAKI, H., TSUKUDA, E. and KINUGASA, Y. (1982) : Excavation survey of active fault. 天然資源の開発利用に関する日米会議地震予知技術専門部会第3回合同部会会議録，133-149.

地学雑誌 92-7 (1983)

最近の群発地震研究について

茂 木 清 夫*

Recent Studies on Earthquake Swarms

Kiyoo MOGI

I. まえがき

地震は突発的に発生する現象の代表的なものと一般にみられている。突然大地震が発生し，多大の災害をもたらしてきた。地震の予知問題もこの"突発的"に発生する大地震を如何に予知するかということに本質的な難しさがある（完全に突発的に発生するのであれば地震予知は不可能であるが，それに先行する微妙な前兆現象をとらえ，それによって予知しようとしているわけである）。

しかし，一方において，このように突然大きい地震が発生する（一般にはひき続いて余震が起こる）という発生様式と全く異なる発生様式を示す地震群がある。この場合は，まず小地震が発生し始め，時間と共にその頻度と大きさが次第に増大するが，きわだって大きい地震が起こることなく次第に活動が低下してゆく，というものである。つまり，時間と共に徐々に発生するタイプで，これを群発地震と呼んでいる。群発地震として直ちに思い浮かべるのは，1965～1967年の松代群発地震や最近の伊豆半島及びその周辺に続発した群発地震であろう。群発地震では大被害をもたらすような大きい地震が起こらないことから，とかくこれまで立ち入った研究が少なかった。しかし，近年に至って，群発地震というものが突発型地震に対置する地震活動の重要な一発生型であり，しかも，これがかなり頻繁に発生するものであることが認識されてきた。さらに最近に至って，群発地震が大地震の発生とも重要なかかわりをもつ点が注目され，群発地震の研究は地震研究の表舞台に登場しつつある。本論では，群発地震の問題を全般的に論ずることはとてもできないので，大地震の予知に関わりをもつ最近の話題にしぼって述べてみたい。

II. 大地震の前震と群発地震

大地震が"突発的"に起こると述べたが，時として，それに先立って小地震が頻発することがある。これが前震である。前震活動がないか，或いはごく低調であるために観測されない場合が少なくないが，顕著な前震が起こる場合もある。もし，このような前震があれば，大きい地震の予知の重要な手掛りとなることは明らかである。現に，1975年に中国遼寧省で起こった海城地震（M7.3）は世界で初めて実用的な予知に成功した例であるが，その場合最も重要な鍵となったのは12時間位前から増加し始めた前震であった。従って，ある地域で小地震が増加し始めた場合に，それが来るべき大地震の前震である可能性と，そのような大地震が起こることなく時間と共に終息する群発地震である可能性とが存在する。地震群が起こり出した場合に，上述のいずれであるかを判定する方法がないだろうか，というのが現在，地震予知研究の中心的課題の一つとなっている。そのためのいくつかの提案があるが，それはつまるところ，前震の特徴は何か，群発地震の特徴は何かということを明らかにして，両者の間にどのような違いを認め得るかということである。本節ではこの問題について述べる。

* 東京大学地震研究所 Earthquake Research Institute, University of Tokyo

1) 規模別頻度分布

ある地域で起こる地震を規模別に分類すると大きい地震の頻度は小さく，小さい地震の頻度ほど大きく，一般に次のようなグーテンベルク・リヒターの統計式が成り立つ。

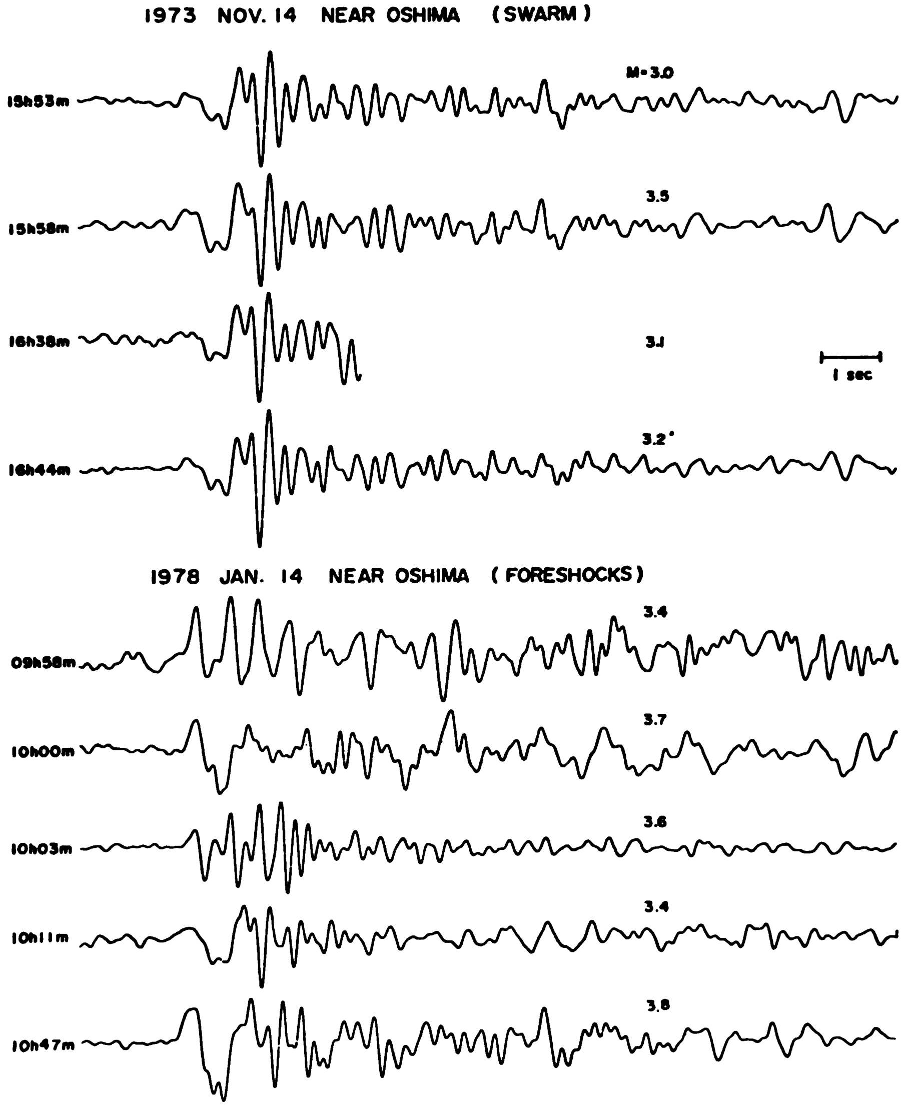
$$\log N = a - bM$$

ここでMは地震の規模で，Nは規模Mの地震の数である。規模別頻度分布の特徴は常数bの大小であらわされる。つまり，bが小さいということは，大きい地震の数の小さい地震の数に対する割合が大きいということである。定常的に発生している地震や大地震の余震についてはbはほとんど一定で，0.9～1.0である。ところが，SUYEHIRO et al. (1964) は前震ではb値が異常に小さい値を示すことを見出した。つまり，前震では相対的に大粒の地震が多いという結果である。この報告は前震の特徴を初めて指摘した重要なものといって良いであろう。もっとも，その前年，MOGI (1963) は室内実験におけるモデル地震（破壊振動）について，前震のb値が余震のそれに比較して小さいことを指摘している。一方，群発地震，例えば1930年の伊東群発地震について調べた結果では，bの値は余震等と同様ほぼ1であることが報告された。末広らの研究に続いて，前震のb値が小さいという報告が相次いだ。従って，前震と群発地震はb値に着目することによって区別できる，との考えが一時支配的になった。但し，その場合にb値を求めるにはかなり多数の前震を観測する，必要があることが難点であるとされた。しかし，事はそれほど簡単でないことが次第に判明してきた。顕著な前震が起こって大地震となった例として有名な1930年の北伊豆地震の前震について，1.0程度の普通のb値が得られたのである。さらに，UTSU (1969) は日本海溝沿いに頻発する大規模な群発地震についてb値を求め，異常に小さいb値が得られることを指摘した。また，松代群発地震の開始する時期のb値はむしろ小さいということも報告された。従って，b値が小さくとも大地震が起こらない場合があり，一方b値が平常値を示す地震群（前震）にひき続いて大地震が発生するという例があるということで，「b値の大小によって前震を群発地震から区別できる」という単純なものではないということになる。とは言え，前震のb値が異常に小さく，群発地震のb値はほぼ平常値(0.9～1.0)に近いという例が近年相次いで報告されていることも事実である。従って「b値によって前震と群発地震を区別することができる」ということを単純に，全ての場合について適用するのは適当でないことは上に述べた通りであるが，「前震のb値が異常に小さい傾向を示し，多くの群発地震のb値は平常値を示す」ということは概略のこととして言えるようである。一歩を進めて，上に述べた一般的傾向からはずれた場合はどういう場合であるかについての検討こそ必要ではないかと思われる。このことについては後で触れたい。

2) 地震の波形の相似性

辻浦 (1979) は1978年の伊豆大島近海地震（M7.0）直前の前震の波形が一つ一つ違うのに，同地域に発生した群発地震では地震の大小にかかわらず全く同じ波形を示すグループがいくつも存在することに注目し，波形の相似性に注目することによって前震と群発地震を区別することができる可能性があることを提唱した（第1図参照）。辻浦は関東地方に発生した二，三の前震及びいくつかの群発地震について同じ結果を得たことを報告した。波形の相似性によって前震と群発地震が区別できるとすれば大変うまい話である。小地震が起こり始めて，もし相似波形をもつ地震が見つかれば，これを群発地震と判定できることになる。この判定法は地震の発生数が少ない場合でも適用できるであろう。

しかし，その後，本谷・阿部 (1983) は北海道の前震を伴った二つの地震を詳細に調べ，前震の波形が著しい相似性を示すことを報告した。また，1983年5月の日本海中部地震では12日前に本震の震央とほとんど同じ所で前震が発生したが，清水ら (1983) はやはり相似波形を示す前震があることを指摘した。これらの結果は，辻浦の主張とは相容れないものである。従って，この場合も問題はそう簡単ではなく，b値において見たように，少数例からの結論は慎重を要することがわかる。このように対象が複雑である場合には観測例を充分ふやして，どのような一般的な傾向があるかを把握することが基本であろうが，まだ



第1図　伊豆大島近海に発生した小地震の波形（辻浦　1979）
群発地震の場合（上のグループ）は波形がよく似ているが，1978年の伊豆大島近海地震の前震（下のグループ）ではこのような相似波形が認められなかった。但し，本文で述べてあるように，前震でも相似波形が認められる場合がある。

それを論ずるには観測例が少なすぎる。

むしろ，辻浦の研究結果の結論として恐らく確かなことは群発地震ではほぼ例外なく相似波形を示すグループを含むということであろう。伊豆の最近の群発地震などはこのような相似波形を示すいくつものグループだけから構成されているとさえ言って良い位である。これは群発地震の重要な特徴であると言えよう。

辻浦によると，群発地震の中で同一の波形を示すグループの地震の震源をできるだけ高精度で決定する

と，ほとんど精度の限度内で同一地点で発生したという結果が得られる。しかも，同一グループ内では地震の大きさが違っても，波形が相似である（従って周波数スペクトラムも同じ）ということは次のように説明される。即ち，相似波形を示す地震群は同一の既存の断層面が繰り返しすべることによって起こるもので，地震の大小はすべり量の大小に帰せられる。このようなすべりが起こるような断層面がいくつも存在し，それぞれの断層に対応した相似波形をもつ地震群があり，群発地震とはこれらの断層が次々とすべり運動を続けることによって起こると考えられる。このように，群発地震が既存の断層面における断続的なすべりによって起こるという機構を支持すると思われる規模別頻度分布について触れておこう。すでに有珠山の噴火に伴う地震群（MINAKAMI et al. 1951, OKADA et al. 1981）などで指摘されているように，それぞれの相似地震のグループでは規模別頻度分布が，グーテンベルグ・リヒターの統計式にあてはまらない場合が多い。ある期間，地震の波形が同じであるだけでなく，その大きさもほぼ同程度のものが続発するという場合がしばしばある。室内実験で既存の断層面をすべらせると付着—すべり（stick-slip）を繰り返すが，その場合のすべり量はほぼ一定になる場合が多い。つまり，相似地震の大きさが揃うのは，このような既存の断層の stick-slip によって起こるためとして理解することができる。しかし，相似地震にも大きさの揃わない場合もあり，群発地震の規模別頻度分布は場合によってかなり違うようである。それはどのような機構の違いによるのか等は今後の問題である。

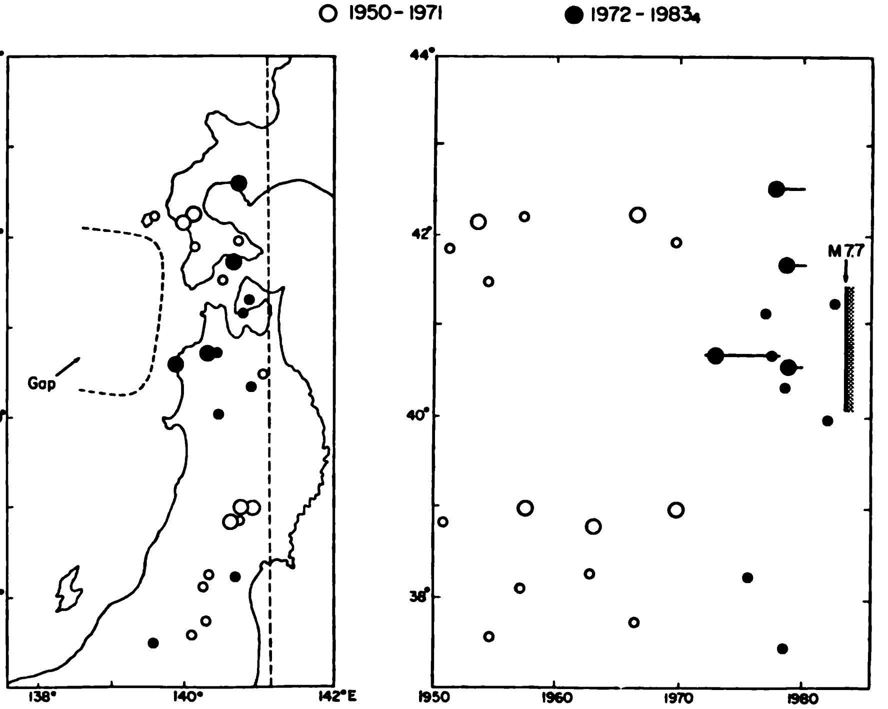
以上のことから，群発地震は地殻の中の弱い所，即ち，既存のすべり易い小断層群で起こると考えてよさそうである。それに対して，前震は大地震前の高応力下での新たな小破壊群によって起こるために相似波形を示さないという辻浦（1979）の説明は一応もっともらしい。しかし，前震の場合でも，もし震央域に弱い所（既存のすべり易い断層）があればそこで集中的に発生するであろうし，その場合は相似波形を示すものがあっても不思議ではない。このような事情を考えると波形の相似性についての情報だけから，ある地震群が群発地震であって前震でないと判定することが何故難しいか，が理解できるであろう。

III. 大地震に先行する群発地震

大きい地震が起こる数年前からその震源域乃至その周辺で群発地震が続発したという例が最近相次いで報告された。

1983年5月26日，秋田県北部沖合に震央をもつ日本海中部地震（M7.7）が発生した。その震源域の長さは南北150kmにも達する，日本海側の地震としては予想を越えた大規模な地震であった。同程度の規模の大地震としては1940年の積丹半島（北海道）沖地震がある。1964年の新潟地震（M7.5）はこれらの地震よりやや小さい。これらの大地震が日本列島の西側沖合に相連らなって起こっていることは注目される。

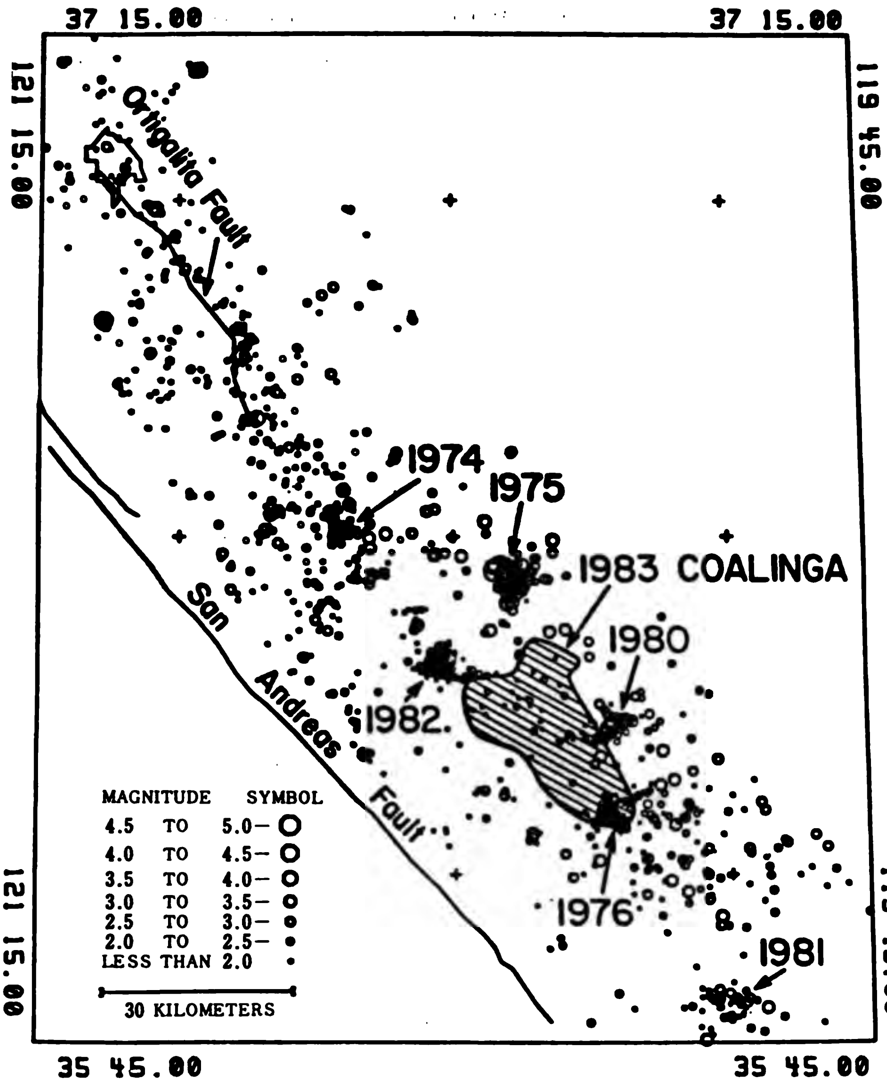
第2図は日本海中部地震の発生に先行してその震源域の周辺で群発地震が相次いで発生したことを示したものである（茂木 1983）。同図の左側は1950年以来北海道南東部から東北地方にかけて発生した主な群発地震の分布である。この図で，白丸は1950-1971年の22年間，黒丸は1972-1983年（大地震発生まで）の12年間に起こったものである。この図には同時に大地震発生の5年前の1978年頃から出現した地震空白域を破線で示したが，日本海中部地震の震源域はほぼこの空白域の主要部を埋めるように起こった。第2図の右側の図はこれらの群発地震の時間・空間分布を示したものである。縦軸に緯度をとり，横軸に時間をとってある。図中の右端にある縦棒は日本海中部地震の震源域を投影したものである。この第2図の左右2つの図から日本海中部地震の陸側周辺部で1978年前後から群発地震が続発したことが分る。1978年頃以前の20年間にはこの地域でほとんど目ぼしい群発地震は発生しなかったことと対しょ的である。1978年青森県の西海岸（秋田県との県境近く）で発生した深浦の群発地震では多数の有感地震があり，地域の人々からの不安の声が聞かれた。地震予知連絡会はこの群発地震について大地震の前ぶれであるのか，それとも単に局地的，一時的活動であるのかを検討したが，大地震と結びつく手掛りは見出されず，局発的



第2図　1950年から1983年5月26日の日本海中部地震が発生するまでに起こった群発地震の空間分布（左）と時間・空間分布（右）（茂木　1983）
白丸は 1950-1971 年間，黒丸は1972年以降発生したもので，大きい丸印は有感地震20回以上を記録した顕著な群発地震。左の図の破線で囲み，Gap とした領域は1978年中頃から出現した地震空白域で，日本海中部地震はほぼこれを埋めるように起こった。

な群発地震でやがて沈静化するとの見透しを発表した。実際，活動はやがて衰退していった。1978年10月末から函館沖で小地震が続発し始め，翌年4月頃に最盛期に達し，多数の有感地震があって注目をひいた。青森県と岩手県の県境近くの田子で M4.1 を含む群発地震が起こったのも1978年7月であった。有珠山の噴火が40年ぶりに始まったのもほぼ同時期（1977年）で，それは活発な地震活動を伴なった。当時，これらの群発地震の続発を気にとめた研究者は少くないはずである。しかし，これらの群発地震発生の時期がこのように1978年頃に集中したことは特に注目されなかった。所が先に述べた地震空白域がやはり1978年の中頃に出現したということが指摘され，しかも群発地震がこの空白域の周辺部に起こったという，時間・空間的な関係から，これらの群発地震活動の活発化が日本海中部地震の長期的前兆現象であろうという考えが提唱されている（茂木　1983）。大地震の発生前にその震源域の応力が増大すれば，その地域の弱い所で群発地震が発生するであろう。群発地震活動の活発化はこのような応力増加を示唆するものと考えられる。

1983年5月2日，中部カリフォルニアのコリンガ（Coalinga）とい所で M6.5 の大きい地震が発生したが，この地震の前にもその震源域の周辺で群発地震が続発した。第3図は EATON et al.（1983）によるものである。斜線で示した範囲がコリンガ地震の震源域（余震域）であるが，1974年，1975年，1976年，1980年，1982年にその震源域の周辺で群発地震が続発し，コリンガ地震はその空白域を埋めるように起こ



第３図　1972年以降のサンアンドレアス断層の東側（中部カリフォルニア）の地震活動（EATON et al. 1983）
斜線で示した範囲は1983年４月のコリンガ地震（M 6.5）の余震域で，図中の数字はその周辺で発生した群発地震の発生時を示す。

ったとみることができる。特に，いくつかの群発地震がコリンガ地震の震源域の縁を囲むように起こっている。これは大きい地震に先行して震源域が静穏になると同時にそれをとり囲む地域で地震活動が活発化するという，いわゆるドーナツパターンに類似の現象とみることができる。

1976年の中国・唐山地震（M 7.8）の場合も，地震の前に単発型の地震活動では特に目ぼしい変化が認められなかったのに，群発地震に注目すると明瞭な活発化が認められたということである。

このように，大地震の前に群発地震群が続発するということは，地震の長期的な予測をする上で重要な

手掛りとなるに違いない。群発地震は地殻内の比較的弱い所で選択的に発生するものであるとすれば，これが地殻の応力状態を鋭敏に反映することは十分考えられるからである。

地震予知の観点からは，群発地震は一方で前震とまぎらわしい厄介な存在であると同時に他方大地震の発生が迫っていることを示唆するシグナルの一つでもあるということである。

以上の例では，大地震の周辺をとり囲む広い範囲に発生する群発地震について述べたが，来るべき大地震の震源域内で発生する群発地震もある。関谷（1976）と EVISON（1977）はほぼ独立に，来るべき大地震の震源域内で地震にかなり先行して群発地震が起こる場合があることを指摘した。その発生時期はM7級では数年前で，それに続いて地震空白域が出現するという例が報告されている。

さらに，大地震のすぐ前に震源域内で群発地震が起こり始め，大地震がそれによってトリガーされたと考えられる場合もある。その例として1980年の伊豆半島東方沖地震（M 6.7）の場合があげられよう。まず，同年6月25日頃から川奈崎沖合に群発地震が発生し始めた。この活動は空間的にかなり集中し，深さは約10km以上とやや深かったらしい。この活動が次第に活発になって最高潮に達した時点でM6.7の大きい地震が起り，その余震が続いた。この大きい地震の震央は群発地震のそれとほぼ同じである。高周波地震動観測や余震分布などから推測すると地震断層は 10km よりも浅く，群発地震活動に触発された主破壊が海底表面にまで達したことによるものと推定される。群発地震活動は M6.7 の地震発生後もその活動を低下させながら約1ケ月も断続的に継続した。時間・空間的な関係だけからみると M6.7 に先行する地震活動は一種の前震とみなされるかもしれないが，その活動パターンが M6.7 の発生前後変化していないこと，波形の相似性も前後において変化していないことなどを考えると，群発地震と M6.7 の地震とが空間的に隣接して（深さが違う）発生した場合であると考えられる（茂木・望月 1980）。ここでは群発地震はM6.7の地震に先行して発生し，トリガーの役目を果たしたと推定されるが，つきつめて考えると，この種の群発地震と前震との区別が本質的にできるのかどうかは大変難しい。先に述べた波形の相似性が群発地震と前震でどう違うかというような問題の根底にはこのような基本的な問題があるのではなかろうか。

「前震活動は本震の前に，その震央の近くで起こった地震群である」と定義された前震には，時間・空間分布からは区別できない次の二つの異なったグループがある。その一つは発生機構の上から本震発生と直結したもので，主破壊（本震）が潜在的にすでにスタートしたことによって起こる先行的小破壊群によるもので，この場合はb値が小さく，相似波形が認められない等の特徴を示すと思われる。もう一つは，震央近くにたまたま弱い所があって，既存の小断層の断続的すべりが進行し，これに続いて（これがきっかけとなる場合もあろう）主破壊が発生するという場合で，この場合は本質的には群発地震と同じ発生機構であり，従って，群発地震との区別はできないであろう。

IV. あとがき

以上，群発地震の最近の研究のうち，群発地震の発生のメカニズムに焦点をあて，群発地震と大地震の関わりを地震予知の視点から述べてみた。本論説で対象とした群発地震はいわば最も代表的なものであるが，火山活動に伴なうもの，地熱地帯に起こるもの等原因も多岐にわたっている。いずれにせよ，群発地震の発生において共通して言えることは，著しい応力集中が存在し，そのため破壊がなしくずし的に起こるということである。群発地震の研究はまさに佳境に入ってきたと言ってよいと思う。

文　献

EATON, J., COCKERMAN, R. and LESTER, F. (1983) : Study of the May 2, 1983 Coalinga earthquake and its aftershocks, based on the USGS seismic network in northern California (in press).

EVISON, F. F. (1977) : Fluctuations of seismicity before major earthquakes. *Nature*, 266, 710-712.

MINAKAMI, T., ISHIKAWA, T. and YAGI, K. (1951) : The 1944 esuption of Volcano Usu in

Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol., Ser. 2*, 11, 45-157.

MOGI, K. (1963) : The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper). *B. E. R. I.*, 41, 595-614.

茂木清夫 (1983)：1983年日本海中部地震の長期的前兆現象．地震学会講演予稿集，1983, 2, 22.

——・望月裕峰 (1981)：1980年伊豆半島東方沖地震の震源域北部での海底ケーブル方式ハイドロホンによる高周波地震動観測．地震研究所彙報，56, 675-690.

本谷義信・阿部勝征 (1983)：前震波形の相似性．地震学会講演予稿集，1983, 2, 156-157.

OKADA, Hm., WATANABE, H., YAMASHITA, H. and YOKOYAMA, I. (1981) : Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu Valcano, Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.*, 9, 311-334.

関谷 溥 (1976)：地震発生前の地震活動と地震予知．地震，(2)，29, 299-311.

清水 洋ほか (1983)：1983年日本海中部地震―(3)前震・余震のスペクトル解析―．地震学会講演予稿集，1983, 2, 5.

SUYEHIRO, S., ASADA, T. and OHTAKE, M. (1964) : Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan. *Rep. Met. Geophys.*, 15, 71-88.

辻浦 賢 (1979)：地震波形の相似性からみた前震と群発地震の違いについて（序報）．地震研究所彙報，54, 309-315.

UTSU, T. (1969) : Aftershocks and earthquake statistics (I). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Series* VII, 3, 129-194.

地学雑誌 第859号 昭和59年1月20日印刷 昭和59年1月25日発行

編集者 坂倉勝彦
発行者 南島信雄
発行所 社団法人 東京地学協会 東京都千代田区二番町12-2
102 電話 東京03 261-0809 振替口座 東京0 66278
印刷所 相互印刷株式会社 東京都新宿区神楽町6-8 10

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 1 (860), 1984

目　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

会　　告

人工衛星画像受信施設の見学会案内

東京地学協会

下記の通り見学会を企画致しましたので御案内申し上げます。なお，参加人数は20名に限られますので，期日までに葉書にてお申し込み下さい。但し，先着順に〆切らせていただきます。

記

日　時：1984年3月21日（水）8時45分～17時30分

日　程：11：00～12：00　宇宙開発事業団　地球観測センター（埼玉県鳩山村，0492—96—1611）

12：00～14：00　昼食，梅園等見学

14：30～15：30　気象衛星通信所（ひまわり受信中）（0492—96—2625）

集合場所と時間：東京地学協会地学会館前，8時45分，マイクロバス使用

会　費：2,000円（昼食代を含む）

申し込み法：葉書にて，参加者氏名（複数でも可，但し会員を優先します），住所，電話番号を記入し，3月17日（必着）までに，東京地学協会事務局あて，お送り下さい。なお，取消しは，3月19日までにお願い致します。

以上

地学クラブお知らせ

3月：休日のため休会します

4月：昭和59年4月20日（金）14：00～16：30　地学会館

講演「海洋科学技術センターの現状—深海2,000」(VTR)

海洋科学技術センター　理事長　梅　沢　邦　臣

（世話人　　虎　岩　達　夫）



写真１　鬱陵島北海岸の地形



写真2　鬱陵島羅里カルデラと中央火口丘卵峰（Al-bong）



写真3　鬱陵島降下テフラ群



写真4　斜面をおおう9,300年前の鬱陵第2降下軽石

韓国鬱陵島の地形とテフラ

Geomorphology and Tephras in Ulreung-do Island, Korea

鬱陵島は直径30km，比高3,000mに達する大型成層火山の中腹以上が海面上に現われた火山島である。海岸では激しい海食によって変化に富んだ海食地形が発達する。写真1の右手にある尖峰は，溶岩尖塔で錐山（Chu-san）と呼ばれる。この周囲にはカルテラ内の火口から噴出した火砕流堆積物が台地をつくっている。浸食の著しい外輪山に比べて，カルデラ内の中央火口丘卵峰（Al-bong）は新鮮な砕屑丘と溶岩流の地形を保っている（写真2）。島内の緩斜面には，降下テフラ層がみられる。写真3は石圃洞国校校庭の露頭で，多数の降下テフラ層が堆積しており，第四紀後期に何回ものプリニアン噴火が起ったことを示している。写真4は鬱陵第2降下軽石（U-2）で，その分布域は日本列島の近畿地方にまでのびている。（本文参照；町田　洋・森脇　広　Photos by H. MACHIDA and H. MORIWAKI）

地学雑誌 93-1 (1984)

韓国鬱陵島のテフラ

町田 洋* 新井房夫** 李 炳 尚***
森脇 広* 古田俊夫****

Late Quaternary Tephras in Ulreung-do Island, Korea

Hiroshi MACHIDA, Fusao ARAI, Byong-Sul LEE,
Hiroshi MORIWAKI and Toshio FURUTA

Abstract

A trachytic tephra fall deposit, the Ulreung-Oki ash, was first discovered at the Torihama archaeological site, in the northern Kinki district, where it forms whitish ash layer in strata bearing artifacts of the earliest Jomon ceramic culture. Occurrence of alkali feldspar and specific amphibole (probably kaersutite) clearly shows that this tephra is alkalic in composition. Correlatives of this tephra have been recognized at many localities in central Honshu and in piston cores from adjacent to Ulreung island to Oki bank. The grain-size distribution clearly suggests the source to be Ulreung volcano.

This paper mainly deals with late Quaternary eruptive history of Ulreung volcano based on tephra studies in Ulreung island.

Ulreung or Dagelet island is a large Quaternary stratovolcano situated in the west Japan Sea, 130 km off the eastern coast of the Korean peninsula. Though the volcano has been considerably dissected, it has a remarkable caldera with a longer diameter of 3.5 km and a central cone. The caldera has had a series of silicic tephra eruptions, forming a sequence of airfall and airflow deposits in late Quaternary. At least seven coarse-grained airfall units are discriminated and named from upper to lower as U-1, U-2, ... and U-7.

Approximate dating of these tephras is possible because the two time-marker tephras of Kyushu origin are found within the soils between the pumice falls: the Aira-Tn ash (AT, 21,000–22,000 YBP) between U-4 and U-5, and the Kikai-Akahoya ash (K-Ah, 6,300 YBP) between U-1 and U-2.

These Ulreung tephras are trachytic in composition, containing considerable amounts of alkali feldspar, kaersutite, biotite and clinopyroxene as phenocrysts. Chemical composition of pumiceous glass for these tephras is completely different from that of such subalkalic tephras as AT and K-Ah, etc. However, compositional variation from layer to layer is too small to be distinguished each other.

In the late Quaternary age before ca. 22,000 YBP, many plinian type eruptions took

* 東京都立大学理学部地理学教室 Dept. Geography, Tokyo Metropolitan University
** 群馬大学教育学部地学教室 Dept. Geology, Gunma University
*** 国立ソウル大学校師範大学地理学教室 Dept. Geography, National Seoul University
**** 東京大学海洋研究所 Ocean Research Inst., University of Tokyo

place producing such pumice falls as U-5, 6 and 7, which are not well preserved in the island due to erosion but in abyssal sediments in the Japan Sea. The three pumice falls, U-2, -3 and -4, recognized between the AT and K-Ah ashes were respectively formed by plinian, phreato-plinian and plinian eruptions. The last two are associated with pyroclastic flow deposits. This multicyclic explosive volcanism should result in the formation of caldera.

Of the younger three tephras, U-2 seems to represent the largest recent eruption of the caldera. Distribution and stratigraphic position of this tephra indicates that U-2 can be correlated with the U-Oki ash. Three radiocarbon dates of ca. 9,300 YBP were obtained at the Torihama site and south port of Osaka for this ash. U-Oki or U-2 is used as an excellent time-marker in analyzing paleo-sea level and paleo-oceanographic environments in the Japan Sea.

The youngest activity of Ulreung volcano took place after 6,300 YBP, forming the U-1 scoria falls, Al-bong cinder cone and lava flows.

I. 研究の動機と問題の所在

この研究の端緒は，福井県三方町鳥浜貝塚において，縄文早期押型文土器包含層中に，アルカリ岩質の灰白色火山灰薄層が見出されたことでつけられた。その後，このテフラは近畿地方の大阪南港，深泥池，琵琶湖，余呉湖などの海成層・湖成層中から検出されたばかりでなく，日本海南部の海底堆積物中からも発見された。さらにこのテフラの ^{14}C 測年（約9,300 YBP）や堆積当時の海洋環境も解明されるとともに，テフラの粒度が本州中部から西北西方向へ行くにつれ増加するため，その給源は鬱陵島（Ulreung-do）と考えられるに至った（町田ほか　1981，新井ほか　1981）。テフラの名称，鬱陵一隠岐火山灰（U-Oki）は，給源火山と分布の中心地隠岐堆に因んでいる。

鬱陵火山では，すでに HARUMOTO (1959, 1970)，金・金（1977）により，斜面をおおう粗面岩質降下軽石が記載されていた。しかしこのテフラの性状や層序については不明確な点が多かったので，上記 U-Oki との関連については，詳しい野外調査やテフラの分析を必要としたのである。

今回の鬱陵島調査の直接の目的は，上述の諸点から明らかなとおり，U-Oki の給源の確認と噴出機構の解明，それに鬱陵火山の最近の活動史を明らかにすることにある。噴出物の層序や年代の研究にあたっては，以下の記述にあるように，年代既知の九州起源の広域テフラ，姶良 Tn 火山灰と鬼界アカホヤ火山灰の検出結果を用いた。なおこの２広域テフラが韓半島や済州島にも分布することは別に報告した（町田ほか　1983）。

この調査は昭和57年度文部省科学研究費海外調査（57041047）によって行なわれた。現地調査にあたって，鬱陵郡教育庁の李鐘烈氏，慶北大学校の肖華龍助教授，全北大学校の張昊助教授，全南大学校の朴勝弼講師ほか多くの方々にお世話になり，またテフラの放射化分析では学習院大学の福岡孝昭氏に教示を得た。ここに記して深く謝意を表する。

II. 鬱陵火山の地形・地質の概要

日本海の西部，韓半島東海岸から140km の沖合にある鬱陵島は，直径30km，比高3,000m に達する大型火山の中腹以上が海面上に現われた火山島である。島の大きさは12km×10km で最高点聖人峰（Seogin-bong）は海抜983mに達する。島は切り立った海食崖で囲まれ（口絵写真１），深い谷がこの火山を開析しているが，所々に溶岩流の堆積面がメサ状に残されている。また島の中央やや北寄りには羅里盆地（Nari-Kol）というカルデラ（径3.5km）があり，その北西部に新鮮な地形を保つ中央火口丘，卵峰（Al-bong）が形成されている（口絵写真２）。

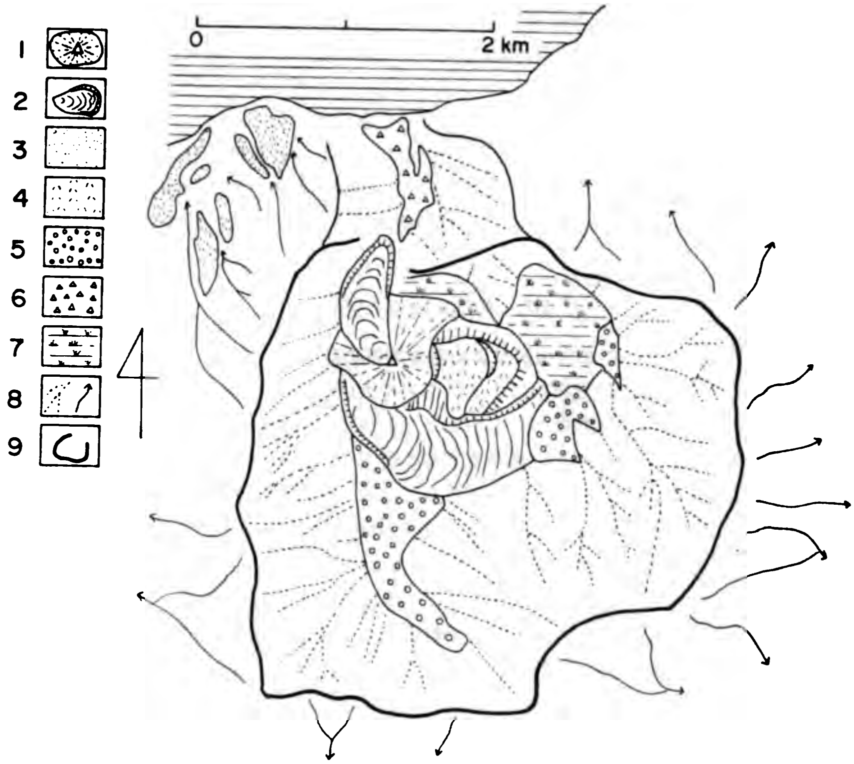


Fig. 1　Geologic sketch map of Nari caldera, Ulreung island
1, cinder cone ; 2, younger lava ; 3, pyroclastic flow deposit ; 4, older lava; 5, alluvial fan ; 6, mudflow deposit ; 7, lacustrine deposit ; 8, valley ; 9, caldera rim

HARUMOTO (1959, 1970) によると，火山活動は５期に分けられる。Ｉ期からⅢ期までは，多量の玄武岩質マグマの噴出による火山島の基礎固めの活動，爆発的活動を伴なう粗面岩質マグマの噴出による大型火山の形成，さらに粗面岩とフォノライト質マグマの噴出が，２回の活動休止期をはさんで反覆した。そのあと，カルデラが形成されて，その中に中央火口丘卵峰が生じた（Ⅳ期）。さらにＶ期には爆発的活動が起って多量の軽石や火山礫が全島をおおい，最後に北東部の山腹噴火によって粗面安山岩質溶岩が流れ出たという。

ここで新しい時期（Ⅳ期とＶ期）の活動について問題となるのは，カルデラ形成の契機となった事件が不明であり，また軽石噴火の火口やそれによって生じた地形が明らかでない点であろう。カルデラと中央火口丘の形成が軽石噴火に先立って起ったとすれば，異例なことである。

Fig. 1は，空中写真によって描いた羅里カルデラと卵峰中央火口丘を中心にした地域のスケッチマップである。カルデラ壁は著しく開析されているため，カルデラ縁の尾根を連ねた線は多角形をなす。しかし空中写真によると，カルデラ底の外縁はほぼ円形（径約２km）を呈し，新期のカルデラのおよその形を示唆している。

卵峰中央火口丘は砕屑丘と２枚の溶岩流から構成されている。砕屑丘の西麓から流出した溶岩流は，溶岩表面のひだの模様が顕著で，カルデラの南部を埋めている。これによって南方から流下する谷が堰止められ小平地が出現して，カルデラ底は高度のちがう二つの盆地に分断された。多田（1936）はこのカルデラ内に２段の火口があると記したが，それらは真の火口ではない。一方卵峰の頂上火口から噴出した高粘

性の溶岩は頂上の突起をつくるとともに北へ流れたが，火口瀬の途中で断崖をなしてとどまっている。

HARUMOTO (1959) の地質図には，卵峰頂上部や溶岩流の上にⅣ期の軽石・火山灰がおおうと描かれている。しかし筆者らの調査では，たしかにカルデラ壁や羅里盆地には降下軽石やその二次的堆積物が存在するが，前記中央火口丘と溶岩流をおおってはいないことが明らかとなった。またⅤ期（最新期）の噴出物とされた北東部の粗面安山岩質溶岩流は，側火口から噴出して谷を埋めたものではなく，古い溶岩の一部が谷の浸食で露出したものとみなせる。したがって，卵峰中央火口丘は鬱陵火山における最新の火山活動の所産であるといえる。また軽石はこれに先立つ噴火サイクルの爆発的活動によりもたらされたものである。

III. 鬱陵火山のテフラ

1) 姶良 Tn 火山灰と鬼界アカホヤ火山灰による基本層序の確立

前述したⅠ期からⅢ期までの火山噴出物は，主に溶岩や火山角礫岩で占められており，その間に降下軽石や火砕流堆積物はほとんど観察されない。しかし，これらの溶岩流の堆積面や谷斜面のうち比較的緩傾斜の部分には，降下軽石層が認められる。島の東南部の道洞 (To-dong) や苧洞 (Jeo-dong) 付近では，厚さ4m余の降下軽石が1層だけ分布するが，東北部に行くと複数の降下テフラ層が認められる。また北岸の平里 (Pyongri) 付近では少なくとも2ユニットの火砕流堆積物が台地を構成する。このように，Ⅲ期の火山活動のあと，休止期をおいて鬱陵火山の活動はきわめて爆発的になったと考えられる。

Fig. 2は島内の代表的なテフラ柱状図である。テフラを保存させる平坦面は，この島ではきわめて限られているため，有意義な露頭は多くない。しかし，概括的には，島の東半分の地域では他の方向の地域よりも，テフラの厚さ，粒度，そして枚数は多大である。標準となるテフラ層序は，北東部の竹島 (Chuk-do 中央火口丘から東微北へ約7km) と石圃洞 (Sokpo-dong，中央火口丘から東北東へ約5km) において得られた (Figs. 2, 3, loc. 82.7-2, 口絵写真3)。

石圃洞国校校庭では，Ⅲ期溶岩流の上に，少なくとも7枚の降下軽石層を主体としたテフラ群がのっている。このうち上部4層は比較的新鮮な軽石と火山灰およびスコリアからなるが，下位の3層はかなり風化した軽石からなる。それらの間には厚くかつ粘土化した火山灰土がある。これらの6枚の降下軽石層はいずれも鬱陵火山の噴出物であることは明らかなので，上位から U-1, U-2, ····, U-7と記号で呼称する。

これらの降下軽石層はいずれも発泡度が中程度の軽石で，黒雲母，角閃石，単斜輝石，アルカリ長石などを含むが（詳しくは後述），それらの中間にある腐植混りの火山灰土中には外来と考えられるバブル型火山ガラス片が含まれている。石圃洞露頭におけるこの火山ガラスの含有ピークから，降下堆積の層準とみなされるのは，U-4と U-5の中間にある火山灰土の最下部（野外ではピンク色土壌の下位にある灰白色の火山灰土）である (Fig. 2の柱状図82.7-2で AT とした部分)。これは細かい間隔で採取した試料を，実験室において水篩・乾燥して検鏡し，火山ガラス含量を異なった層準のものと比較した結果得られた知見である。この火山ガラスは，最大粒径0.5mm の板状ガラス，曲面ガラスないし泡と泡の接合部の破片とみなされるY字形のガラスからなり (Fig. 4-1)，屈折率は1.499-1.501（モード1.500）である。これは，従来知られている日本列島とその周辺に分布するテフラの中では，姶良 Tn 火山灰 (AT) のそれ（町田・新井 1976）にきわめてよく類似している。さらにこの層準からは AT に特有の高屈折率 (γ 1.732±) を示す斜方輝石の微細結晶や，鬱陵火山のテフラには乏しい斜長石も多量に検出できる。AT は日本海各地の海底堆積物中から検出されており，その分布からみると鬱陵島にも分布することが当然予想される（新井ほか 1981)。このような点から，上記火山ガラス密集層は AT とみなすことができる。

なお，島の西端にある香木 (Hyangnamu) 灯台付近では，上位から2枚目にある灰白色火山灰が AT である (Fig. 2, 82.7-10)。

一方，U-1と U-2の中間にある腐植質火山灰土中にも，淡色のバブル型火山ガラスが認められた (Fig. 4

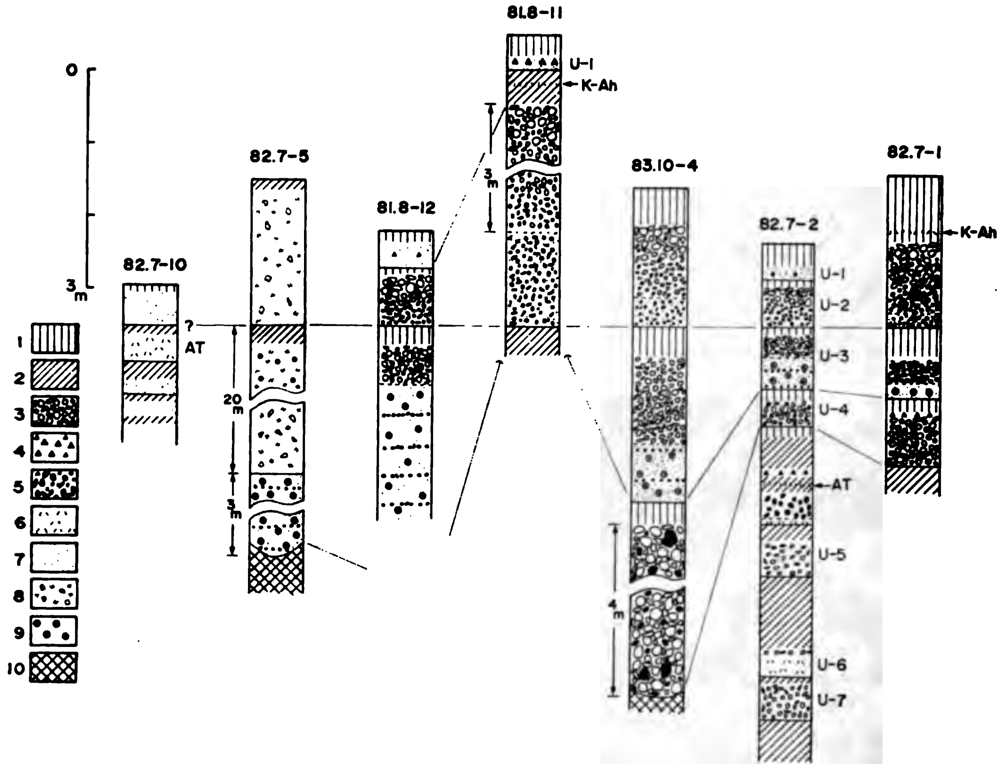


Fig. 2 Lithostratigraphic correlation of tephras in Ulreung island
1, blackish humic soil; 2, brownish soil; 3, pumice fall deposit; 4, scoria fall deposit; 5, lithic fragment; 6, vitric ash; 7, lithic & pumiceous ash; 8, pyroclastic flow deposit; 9, accretionary lapilli; 10, basement. Localities are shown in Fig. 3.

-2)。この火山ガラスの屈折率は1.508～1.512で，鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）のそれと一致する。この火山灰も，本島周辺の海底堆積物中から薄層ながら検出されている（新井ほか 1981)。

AT は ^{14}C 法で21,000～22,000 YBP（町田・新井 1976)，K-Ah は約6,300 YBP（町田・新井 1978, 1983）に，それぞれ噴出したことが明らかとなっているので，鬱陵火山の U-2～U-4 で示されるプリニアン噴火は，この間に繰り返されたことになる。ただし，AT を包含する火山灰土の土壌化の程度は，上位の3軽石層の間にはさまれる土層のそれに比べて著しいので，AT 降下堆積から U-4の噴火までの期間は相対的に長期間であったと予想される。

なお，石圃洞では AT を含む火山灰土から多量の海綿骨針が検出された（Fig. 4-1)。その含量は AT 直上で多く，U-4直下でやや少なくなる。海綿骨針は礁よりも浜をもつ海岸でより多くつくられて陸へ吹き上ると考えられるので，この当時は現在のような海蝕のはげしい海岸とちがって，砂礫浜が形成されていたものと考えられる。これは AT と U-4との間の時期が，最終氷期の低海面期にあたると考えられることと整合的である。

2) 鬱陵降下テフラの層序と諸特性

まず，前記した模式地における U-1，U-2など，鬱陵火山起源の降下テフラの層序・岩相，岩石記載的特性（Table 1）を記そう。

全体として鬱陵降下テフラの特色は，アルカリ岩質の鉱物組成や化学組成にある。U-1～U-7のそれは相

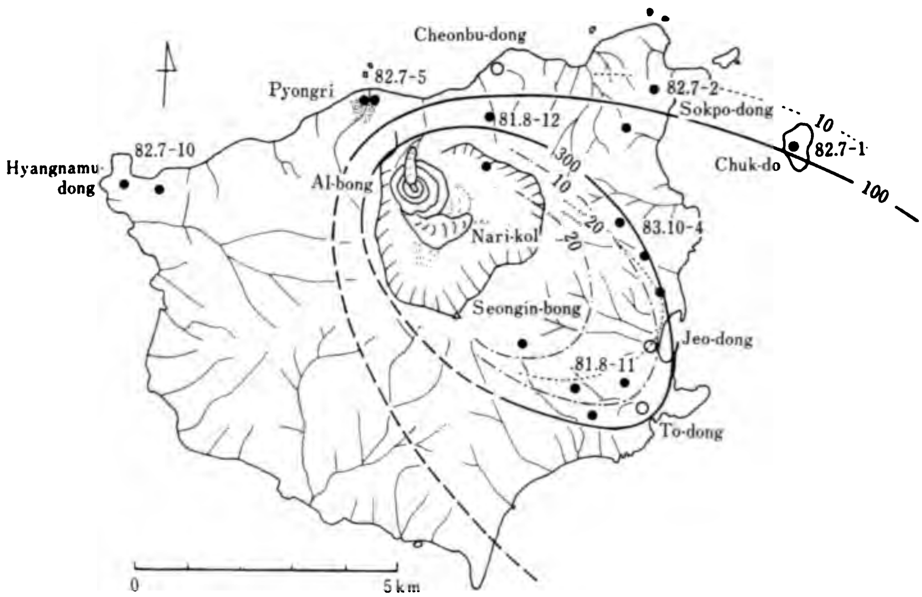


Fig. 3　Map showing thickness (solid and broken line), maximum pumice size (dotted line), maximum lithic size (dash-dot line) for the U-2 pumice deposit and localities of columnar sections shown in Fig. 2
Values in cm.

互によく類似しているが，サブアルカリ岩質の日本列島のテフラのそれとは著しく異なっている。鉱物組成の点では，アルカリ長石，黒雲母，角閃石（ケルスート閃石），濃緑色長柱状の単斜輝石がこれらのテフラに特徴的に含まれている。また後述のように，軽石ガラスの化学組成では，粗面岩質テフラといえる。

U-1　鬱陵テフラ群の中ではもっとも新期の活動による，降下火山灰とスコリア層である。島の東半分のクロボク土中に薄層として見出される。下半部は灰黒色の固結したセメント状火山灰で上半部は発泡度のわるい粗粒のスコリア，石質岩片からなる。全体に石質岩片の割合が多い。軽石粒も若干含まれ，軽石ガラスの屈折率のレーンジは1.512～1.524と広い。中央火口丘卵峰を構成する噴石や溶岩と U-1との関係は，直接確認されなかったが，ともに鬼界アカホヤ火山灰の上位にある層位からみると，U-1は卵峰形成期（の初期）の爆発的活動（水蒸気爆発）の産物である可能性がつよい。

U-2　U-1～U-4の新期の降下テフラ群のうち，もっとも厚く，広く分布する降下軽石である。多数のユニットからなるが，全般に逆級化をなし，上部ほど粗粒軽石からなる。石質岩片は比較的少ない。軽石ガラスの屈折率はユニットにより変らず，1.518～1.524である。含まれる重鉱物で最も優勢なのは角閃石（劈開片の屈折率 n_2 1.725～1.740）だが，下部から上部へ含量は次第に減少する。つづいて黒雲母と単斜輝石が認められるが，その含量は上部へ向って増加する。本テフラはカルデラから東南東方向に厚く（竹島で1 m，苧洞や道洞で4 mを越す），苧洞・道洞ふきんでは本層のみが基盤の風化火山岩斜面をおおう（Fig. 2　81.8-11，口絵写真 4）。このテフラの等厚線，等粒度線は Fig. 3 に示す。また，カルデラ壁をもおおっているので，このテフラの噴出前にカルデラ壁は形成されていたことがわかる。

U-3　下部にこのテフラを特色づける火山豆石（径5～7 mm）を多量に含む火山灰（細粒軽石と互層）がある。上部は石質岩片のやや多い粗粒軽石である。下部層は5層以上，上部層は3層以上のユニットに分れる。軽石ガラスの屈折率は1.517～1.526。もっとも優勢な重鉱物は黒雲母で，単斜輝石、角閃石がそれにつづく。角閃石劈開片の屈折率は n_2 1.715～1.736 で上部ユニットでやや低い。下部の火山豆石層は

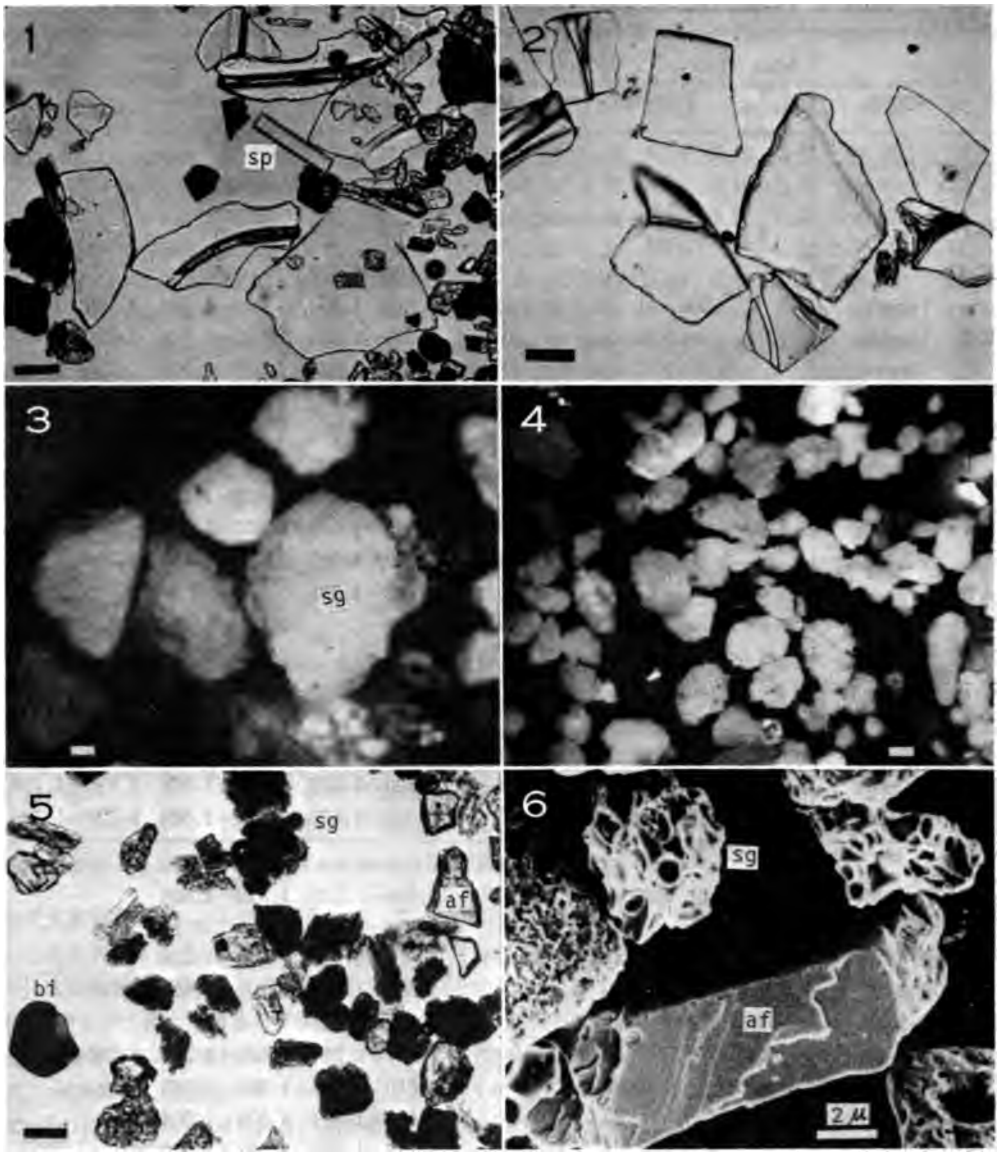


Fig. 4 Microscopic features of the Ulreung tephras and related ashes
1, volcanic glass of the Aira-Tn ash found between U-4 and U-5 at Sokpo-dong (82.7-2); 2, volcanic glass of Kikai-Akahoya ash found between U-1 and U-2 at To-dong (81.8-11); 3, micropumice of the U-Oki ash in the piston core KH77-3-M3; 4, micropumice of the U-Oki ash in the piston core KH77-3-M2; 5, micropumice and phenocrysts of the U-Oki ash at Torihama site; 6, SEM image of tephra clasts for U-Oki ash; sp, sponge spicule; sg, spongy pumiceous glass; af, alkali feldspar; bi, biotite; Scale bars for photos 1-5 are 0.1mm.

Table 1 Petrographic characteristics for Ulreung tephras and related ashes

Sample		Max. diameter (mm)	Mineral composition	Refractive index		
				volcanic glass (n)	alkali feldspar (n_1)	amphibole (n_2)
Loc. 82.7-1.2						
U-1		2	fine lithic clasts., am, bi ; af	1.512—1.524	—	—
K-Ah		0.5	—	1.508--1.512	—	—
U-2	upper	130	am>bi, cpx>mt ; af	1.518—1.523	1.522—1.524	1.728--1.740
	middle		am≫bi, cpx, mt ; af	1.519—1.524	1.522—1.524	1.726—1.737
	lower		am≫bi, cpx, mt ; af	1.518—1.523	1.522—1.524	1.725--1.740
U-3	upper	60	bi>cpx>am>mt ; af	1.520—1.523	1.522—1.524	1.715—1.726
	middle		do	1.519--1.523	1.522--1.524	1.722—1.736
	lower		do	1.518—1.523	1.521—1.524	1.723—1.736
U-4	upper		cpx>bi>am≥mt ; af	1.519—1.523	1.522—1.524	—
	middle	130	cpx>am≥bi≥mt ; af	1.519—1.523	1.522--1.523	1.730—1.738
	lower		cpx≒am>bi, mt ; af	1.519—1.523	1.520—1.524	1.726—1.735
AT		0.5	--	1.498—1.501	opx γ 1.730—1.734	
U-5		—	am>mt> cpx, bi ; af	—	1.522—1.524	1.728—1.740
U-6		40	am>mt,bi ; af	—	1.522—1.524	1.718—1.723
U-7		—	am>mt ; af	—	1.521—1.524	1.728—1.740
Loc. 81.8-11						
U-2	upper	100	cpx>bi≥am, mt ; af	1.522--1.525	1.521--1.524	1.729—1.734
	middle		am>bi>cpx, mt ; af	1.520—1.522	1.521—1.524	1.730—1.739
	lower		am≫cpx, bi, mt ; af	1.520—1.522	1.521--1.524	1.728—1.736
U-Oki						
KH77-3-M3		1.5	bi, am ; af	1.514--1.525	1.522—1.524	—
KH82-4-23		5.0	do	1.518—1.523	1.523	-
KH82-4-15		0.6	do	1.519—1.524	1.522--1.524	
KH82-4-17		0.5	do	1.518—1.523	1,522—1,524	--
KH82-4-25		0.5	do	1,518-1.523	1.523	—
KH77-3-M2		0.5	do	1.517-1.524	1.521—1.524	1.730—1.741
KT79-6-19		0.3	do	1.516—1.524	1.522-1.525	-
P-124		0.2	do	1.518—1.524	1.521—1.524	-
KH79-3-C3		0.2	do	1.516 1.523	1.522 -1.524	
U-Oki						
Torihama		0.2	bi, am ; af	1.520 -1.524	1.523	--
Yogo-ko		0.2	do	1.521 1.525	1.522 -1.524	—
Mizorogaike		0.1	do	1.522--1.525	1.523	·
Osaka		0.1	do	1.522 1.525	1.522	

am, amphibole ; bi, biotite ; cpx, clinopyroxene ; opx, orthopyroxene ; mt, magnetite ; af, alkali feldspar.

Table 2 Average glass composition of Ulreung-Oki, Kikai-Akahoya, Aira-Tn and Baegdusan-Tm ashes by the microprobe technique, weight per cent.

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO*	MgO	CaO	MnO	K_2O	Na_2O	total	N
Ulreung-2	upper	60.19	0.38	19.83	3.09	0.22	1.31	0.14	6.48	7.24	98.87	22
	middle	60.16	0.36	19.33	3.11	0.20	1.37	0.16	6.18	7.12	98.01	10
	lower	61.09	0.28	20.29	2.89	0.11	1.43	0.15	5.17	7.67	99.66	30
Ulreung-3	middle	60.21	0.60	19.07	2.92	0.35	1.59	0.15	7.01	6.02	97.92	11
	lower	60.92	0.49	19.84	2.76	0.26	1.45	0.13	6.83	6.75	99.44	27
Ulreung-4	middle	60.35	0.42	19.62	2.97	0.24	1.47	0.14	6.49	6.69	98.40	13
	lower	59.74	0.10	20.35	3.41	0.01	0.82	0.24	5.21	9.90	99.80	2
Ulreung-Oki ash												
KH77-3-M3		59.87	0.58	19.37	2.88	0.36	1.83	0.11	6.86	6.69	98.37	10
KH82-4-17		60.31	0.49	19.55	2.63	0.26	1.49	0.13	6.65	6.85	98.39	26
Torihama		59.30	0.47	19.09	2.94	0.36	1.45	0.16	5.90	6.36	96.02	3
Osaka		59.77	0.51	19.69	2.84	0.37	1.56	0.14	6.16	6.31	97.38	14
Kikai-Akahoya ash												
KH82-4-17		73.78	0.51	12.93	2.39	0.49	2.00	0.07	2.76	3.54	98.48	22
KH82-4-14		73.56	0.53	13.11	2.41	0.51	2.09	0.08	2.67	3.29	98.23	19
Aira-Tn ash												
KH82-4-17		74.40	0.12	11.72	1.17	0.13	1.03	0.04	3.23	3.17	95.04	33
KH82-4-14		75.00	0.12	11.76	1.18	0.13	1.06	0.04	3.16	3.36	95.85	27
82.7-10		74.15	0.12	11.40	1.19	0.13	1.03	0.05	3.01	3.07	94.17	29
Baegdusan-Tm ash												
St. 6913		74.07	0.21	10.20	3.97	0.01	0.20	0.06	4.11	4.37	97.20	7
KH79-3-C2		73.62	0.22	10.44	4.17	0.02	0.25	0.06	4.14	4.61	97.53	12

Ulreung-2, -3 and -4 tephras are sampled at Loc. 82.7-1.

カルデラ東北方でもっとも厚い (Fig. 2 81.8-12)。また全体としても分布主軸は東北東方向と考えられる。このテフラは後述のように火砕流堆積物をはさむ。岩相と層序からみて，水蒸気プリニアン噴火に始まり，火砕流噴火に移行した特徴的活動の産物だといえる。

U-4 きわめて粗大な灰色石質岩片を多量に含む灰白色軽石を主体とする降下軽石で，その最上部に灰黒色降下スコリアの薄層をのせる。軽石ガラスの屈折率は1.519～1.523。重鉱物は，下部では角閃石が優勢で，単斜輝石，黒雲母の順であるが，上部に行くにつれ単斜輝石と黒雲母が優勢となる。この特徴はU-2のそれに似る。角閃石劈開片の屈折率は n_2 1.728～1.736 である。本テフラはカルデラ中央から東へ約4 km 離れた地点 (Fig. 2 83.10-4) で厚さ4 mに達する。このように島の東部から東北部に厚く分布し，東南部にも分布が予想されるがまだ確認されていない。

なお，U-1～U-4のいずれにも斑晶としてアルカリ長石が含まれる。その屈折率 n_1 は1.520～1.524 (モード1.523) で，テフラによるちがいは認められない。

U-5～U-7 いずれも風化した黄色ないし橙色の降下軽石である。これらの岩石記載的性質を Table 1 に示す。注目される点は，U-5の角閃石含量がもっとも高いこと，および U-7の軽石の斑晶量がきわめて少ないことなどである。

3) 鬱陵降下テフラの化学組成

鬱陵降下テフラ群のうち U-2, U-3, U-4, と U-Oki および鬼界アカホヤ火山灰，姶良 Tn 火山灰と

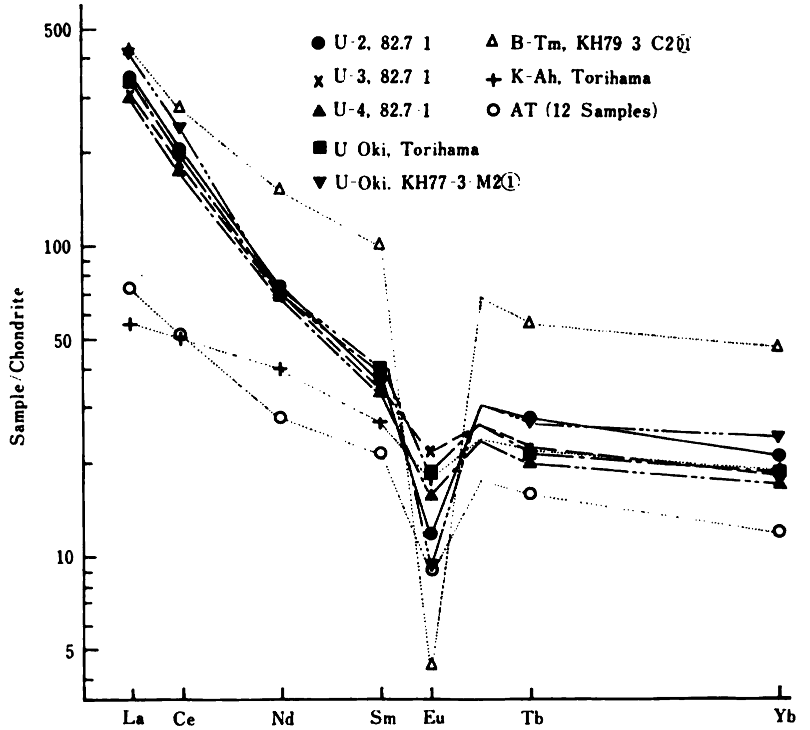


Fig. 5 Chondrite normalised rare earth patterns for selected tephra layers

白頭山苫小牧火山灰を比較のために取り上げ，これらの火山ガラスの主成分組成を Table 2に示す。また Fig. 5にはこれらの希土類元素含量をコンドライト隕石の値で規格化したものを示す。前者は東京大学海洋研究所のX線マイクロアナライザーにより，後者は放射化分析によって求めた。

全体として U-2～U-4, U-Oki の火山ガラスの組成はよく似ている。主成分組成では，SiO_2 約60%, Na_2O と K_2O はほぼ等量含まれ，合わせて13～14%ときわめて多い。Al_2O_3 も19～20%と他の３テフラよりはるかに多い。サブアルカリ岩質の２テフラとは全く異なるが，同じ大陸系の白頭山苫小牧火山灰とも大きく異なっている。

希土類元素の組成でも，U-2～U-4, U-Oki は他の３テフラと大きく異なることがわかる。すなわち，軽希土類元素 (La から Sm) の存在度パターンがもっとも急勾配で，La の濃度は白頭山苫小牧火山灰のそれに近い。また重希土類元素 (Tb, Yb) は九州起源の２テフラと同程度の濃度でパターンはかなり緩勾配である。このほか図示されてないが，K, Rb, Th, U, Ta に富み，Sr, Sc に乏しいのは，白頭山苫小牧火山灰でも共通しており，大陸の火山起源のテフラの一特色といえよう（福岡 1983)。

ところで U-2, U-3, U-4それぞれの化学組成による識別は，主成分でもまた希土類元素組成でもむずかしい。Table 1では TiO_2, MgO, CaO の３成分含量の少ない点で U-2と他の２テフラと有意な差があるようにみえ，また Fig. 5では Eu や重希土類元素含量にちがいがあるようにみえる。しかし，測定誤差や各テフラのユニットによる相違を考えると，これらは有意な差とはいえないように思われる。

4) 火砕流堆積物

Fig. 3に示したように，島の北海岸の一部平里 (Pyongri) には，小規模ながら火砕流台地が分布する。火砕流はカルデラ縁の北西部から北方に錐山 (Chu-san) の裾をまわって流下した。その大部分は海底に分

布する。火砕流堆積物は腐植質火山灰土により2層に分けられる。下位のものは厚さ25m以上の灰白色非溶結で若干の層理をもつ。その下部に火山豆石を主体とする降下火山灰（U-3の下部）があるので，U-3噴火サイクルの火砕流堆積物と考えられる。また上部には降下スコリアの薄層をはさむ。上位の火砕流堆積物は厚さ2～3mの薄層で，層理をもつ。明瞭な降下軽石層は認められないが，層序と岩相からみて U-2噴火サイクルの噴出物と考えられる。

以上のように火砕流堆積物はまだごく狭い範囲でしか観察されていないが，今後の調査により他の地域でも見出される可能性が生じたことになる。

5)　日本海南部から近畿地方に分布する鬱陵-隠岐火山灰

Fig. 6はこれまでに判明した U-Oki の分布地点を示す。分布軸は鬱陵島から東南東方向にのびると考えられる。

Fig. 7はこれらの分布地点のうち代表的なものの柱状図を示す。これによると，U-Oki は，K-Ah（鬼界アカホヤ火山灰）と AT（姶良 Tn 火山灰）の間層のうち，K-Ah にごく近い層準を占めることがわかる。鳥浜遺跡や大阪南港で得られた9,300 YBP というこのテフラの ^{14}C 年（鳥浜貝塚研究グループ 1981, MAEDA 1976, 新井ほか 1981）は，この層位と整合的である。

Tables 1, 2および Fig. 5には，各地の U-Oki の岩石記載的性質を示してある。これらによると，U-Oki はアルカリ長石，角閃石（ケルスート閃石），黒雲母などを本質斑晶として含み，軽石ガラスのアルカリ含量は特徴的に高い粗面岩質テフラで，鬱陵テフラ群によく似ており，鬱陵火山起源であることは確実である。

それでは，U-Oki は前述の U-2, U-3, U-4のどれに対比されるのであろうか。鬱陵島でこれらの類別に重要な役割を果した，粒度や重鉱物組成の上下方向の変化および石質岩片含量などの特色は，遠隔地のテフラでは指標とし難い。U-Oki はいずれも細粒（5～0.1mm）でかつ薄層をなすためである。また屈折率特性，主成分，希土類元素含量なども互いに似ているため特定する上での指標とし難い。このように U-Oki と U-2～U-4との対比は，岩質上では結論し難い。しかし，分布状況（Fig. 3, 6），大容積テフラであること，および層位の類似性（K-Ah の直下）の観点からは，U-2が U-Oki の対比候補として最有力であるといえよう。

鬱陵島東方の海域におけるピストンコアから AT 以上の層準で見出された鬱陵起源らしいテフラは，ほとんどの場合1層である（Fig. 7）。しかし U-3, U-4もまず確実に周辺の海底に堆積したにちがいない。そうしてみると，Fig. 6の U-Oki としたものの一部（とくに鬱陵島東方沖のコアで検出されたもの）には，U-2ではなく，U-3か U-4のつづきであるものも含まれているかもしれない。今後，鬱陵島東沖（100km以内）の海底堆積物を採取し，詳しく検討する必要があろう。

IV. 鬱陵火山の第四紀後期の活動――むすびにかえて――

1)　鬱陵新期テフラ群の噴出様式と火山地形の変化

約21,000～22,000年前の姶良 Tn 火山灰の降下堆積後，数千年の間隔をおいて始まった U-4を形成した噴火は，降下軽石のみを出す典型的なプリニアン噴火であった。そしてテフラの中に軽石片よりも大型の石質岩片が多量に含まれていることからみると，この噴火で火道や火口壁は大きく崩れ，小カルデラが形成されたものと考えられる。ただし，現在みる羅里カルデラ全体がこの噴火で一時に生じたのではなかろう。U-4に先立って，U-5～U-7などの降下軽石があるので，多数回の爆発的噴火で何回もカルデラ地形が修飾されたものと考えられる。

U-3の噴火では，水蒸気プリニアン噴火が先行し，多量の細粒テフラを生産し火山豆石を形成した。つづいて降下軽石と火砕流を生じる噴火が起った。水蒸気プリニアン噴火は，噴火前に湖水が形成されていたことを示唆する。U-4の噴火によって生じた小カルデラ内には湖が出現していたであろう。そして U-3

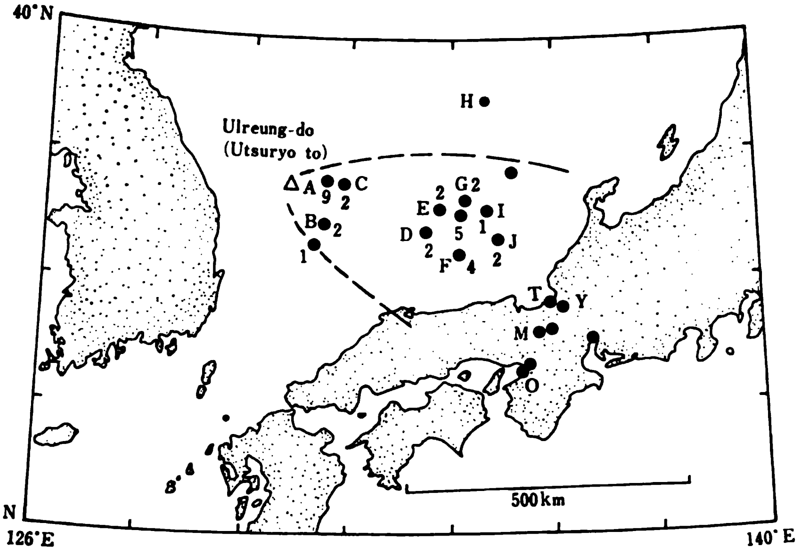


Fig. 6 Map showing localities where the U-Oki ash has been identified
Thickness is shown in cm by numerals. A-J, localities of piston cores shown in Fig. 7 ; T, Torihama ; Y, Yogo-ko ; M, Mizorogaike ; O, south port of Osaka

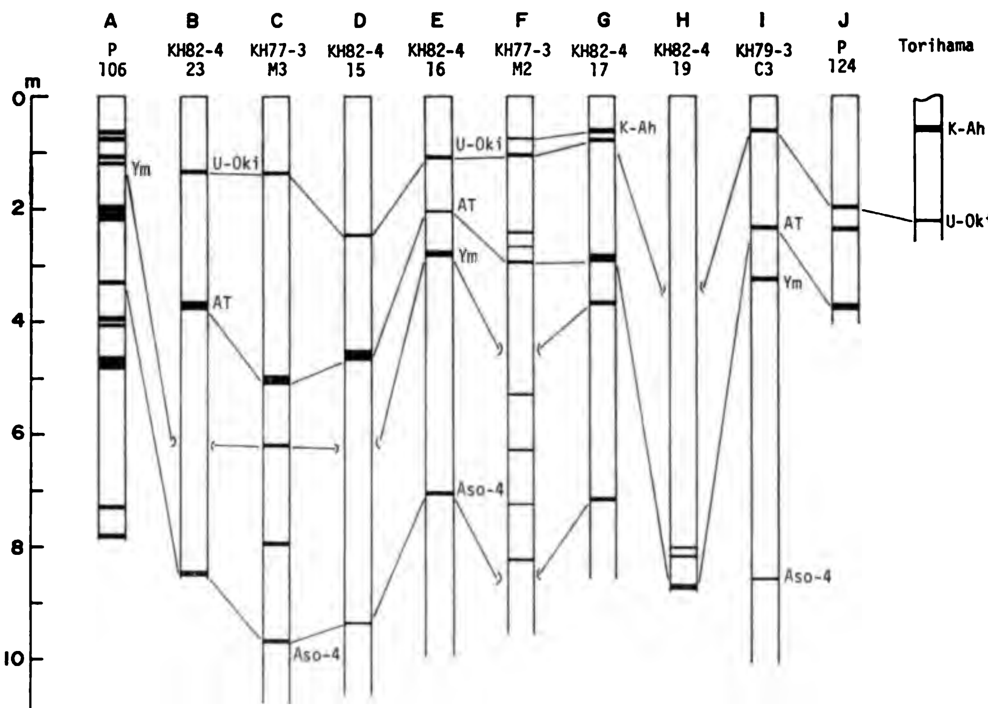


Fig. 7 Representative cores and columnar sections bearing several marker-tephras from the southern part of the Japan Sea
K-Ah, Kikai-Akahoya ash ; U-Oki, Ulreung-Oki ash ; AT, Aira-Tn ash ; Ym, Yamato ash ; Aso-4, Aso-4 ash. Localities are shown in Fig. 6.

サイクルの噴火でカルデラはいよいよ広がったと推定される。

約9,300年前と想定される U-2をもたらした噴火は，小型のプリニアン噴火から次第に大型のプリニアン噴火へと移行した。その間（または後期）に比較的小規模な火砕流も生じた。高空へ上昇した噴煙柱は西北西の卓越風に押し流され，600km もの遠方にまで顕著な降灰をもたらした。この堆積物が U-Oki であると考えられる。

U-1の噴火は約6,300年前の鬼界アカホヤ火山灰の降灰後若干の時間間隙をおいて発生した。噴火は前3者に比べて爆発的でなく，ストロンボリアン噴火であったと考えられる。卵峰砕屑丘と2枚の溶岩流はこの噴火サイクルで形成されたものと考えられる。なお U-1下部層は細かく破砕された岩片を主とする火山灰であって，水蒸気爆発が先行したと考えられる。この噴火直前には水蒸気爆発を誘発するようなカルデラ湖が形成されていたのかもしれない。

このように，鬱陵火山は1万数千年前以降4回も大規模な活動を行なった。最新の U-1と卵峰で代表される活動の時期は，6,300年前以降というだけで特定されていないが，U-1の上位にのるクロボク土の厚さや成熟度からみて，2,000～3,000年前より古い可能性がある。

なお，これらの活動はいずれも羅里カルデラ内で発生した。側火口の活動の証拠はいまのところ見出されない。

2) 鬱陵火山の古期の活動に関する問題

新井ほか（1981）は，鬱陵島東方の広い海域のピストンコア中から，やはり鬱陵火山起源と考えられる大和火山灰（Ym）を記した。テフラの名称は分布地の大和海盆に因んでいる。これは姶良 Tn 火山灰の下位，阿蘇4火山灰の上位にあって，およそ25,000～35,000年前のころに噴出したと考えられている。

大和火山灰は主に灰白色の細粒軽石（ガラスの屈折率 n 1.521～1.524）からなり，アルカリ長石（n_1 1.522）の微細片のほか，角閃石（ケルスート閃石，n_2 1.729±）とごく少量の黒雲母を含む。層位や岩質からみて，本稿でのべた鬱陵テフラのうち U-5，U-6，U-7のどれかにこのテフラは対比される可能性が高い。

姶良 Tn 火山灰より下位にある鬱陵古期テフラは，本稿では僅かに3枚を記したにすぎない。しかし，鬱陵島東方約60～90km の海底で得られたピストンコア P 106 (37°35.7′N, 131°33.4′E) や KH 77-3-M3 (37°34.6′N, 131°58.9′E) には，阿蘇4火山灰（約7万年前噴出，Machida and Arai 1983）の上下に複数の粗面岩質火山灰が挟まれている。とくに P 106では，阿蘇4火山灰（産出する深さ 329～332 cm）の上位に（AT や K-Ah は未確認）大和火山灰と考えられるものを含めて4層，下位で深さ785cm までの間にやはり4層ものアルカリ長石を含み鬱陵火山または竹島（独島）火山起源と考えられる粗面岩質テフラが識別される（Fig. 7, 新井・町田 1983の Table 2)。このような知見に基づくと，鬱陵火山の爆発的噴火は，本稿で主に対象とした過去2万年間にとどまらず，それ以前からつづいていたことが確実となった。

新井ほか（1981）が指摘したように，U-Oki は，日本海の水温・塩分が対馬暖流の流入によって大きく変化する直前に噴出したという特異な時を刻む示標層である。こうした海洋古環境の変遷は，当然更新世には何回も起ったであろう。古い時代の堆積物まで届いているピストンコア（たとえば P 106など）には，その豊富な記録が保存されているにちがいない。その時代目盛として役立つのは，やはり鬱陵テフラ群と九州などから飛散した広域テフラであろう。ぼう大な記録の解析はこれからの課題である。

引用文献

新井房夫・大場忠道・北里　洋・堀部純男・町田　洋（1981）：後期第四紀における日本海の古環境——テフロクロノロジー，有孔虫群集解析，酸素同位体比法による——. 第四紀研究, **20**, 209-230.

——・町田　洋（1983）：日本列島周辺の深海底テフラ・カタログ. 昭和57年度科研費研究報告「日本列島周辺の深海底堆積物の分析を中心とした第四紀火山活動と気候変動の研究」, 7-34.

福岡孝昭 (1983)：日本海底テフラの微量元素組成．昭和57年度科研費研究報告「日本列島周辺の深海底堆積物の分析を中心とした第四紀火山活動と気候変動の研究」，39-42.

HARUMOTO, A. (1959) : *Geologic map of Utsuryoto Island.*

—— (1970) : *Volcanic rocks and associated rocks of Utsuryoto Island (Japan Sea)*. 京都大学理学部地質学鉱物学教室内春本篤夫教授退官記念事業会，39 p.

金 永琪・金 相旭 (1977)：鬱陵島の応用地質．慶尚北道，59 p.

MAEDA, Y. (1976) : The sea level changes of Osaka Bay from 12,000 BP to 6,000 BP. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, 20, 43-58.

町田 洋・新井房夫 (1976)：広域に分布する火山灰——姶良 Tn 火山灰の発見とその意義——．科学，**46**, 339-347.

——・—— (1978)：南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ——アカホヤ火山灰．第四紀研究，**17**, 143-163.

——・—— (1983)：広域テフラと考古学．第四紀研究，**22**, 133-148.

MACHIDA, H. and ARAI, F. (1983) : Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large late Quaternary eruptions. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 151-164.

町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981)：日本海を渡ってきたテフラ．科学，**51**, 562-569.

——・——・李 炳卨・森脇 広・江坂輝弥 (1983)：韓半島と済州島で見出された九州起源の広域テフラ．地学雑誌，**92**, 409-415.

多田文男 (1936)：朝鮮の火山．地理教育，昭和11年9月号，1-10.

鳥浜貝塚研究グループ (1979)：鳥浜貝塚．福井県教育委，216 p.

(1983年10月24日受理)

地学雑誌 93-1 (1984)

オーストラリアにおける降水量変動の長期傾向の地域差

岩崎一孝*

Spatial Difference of Long-term Trends of Variation in Australian Rainfall

Kazutaka IWASAKI

Abstract

Residual mass curves of annual summer and winter rainfall are examined from 52 widely spread stations in Australia to clarify the spatial difference of long-term rainfall trends. The calendar year is not used to compute the annual rainfall, because the calendar year divides a summer into two. The annual rainfall is defined as the total rainfall of 12 months from December of the year before to November. The summer rainfall is defined as the total rainfall during the 3 months of December, January and February within the defined annual cycle. The winter rainfall, of June, July and August. The quantity plotted in the graphs is given by,

$$Xi=100\times\sum_{n=1}^{i}\left(\frac{r_n-\bar{r}}{\bar{r}_a}\right)-C$$

where r_n is the annual, summer or winter rainfall for the n th year of the record and the mean annual, summer or winter rainfall $\bar{r}$ has been computed for the standard 60-year period 1920-1979. $\bar{r}_a$ is the mean annual rainfall. By dividing by the mean annual rainfall, the degree of contribution of summer and winter rainfall to annual rainfall can be made clear. The constant C is the summation extending from the beginning of the record to 1919,

$$C=100\times\sum_{n=1}^{t}\left(\frac{r_n-\bar{r}}{\bar{r}_a}\right)$$

where t is the years from the first record to 1919.

Residual mass curves are primarily classified into two types:

Type S: Summer rainfall curve is more similar to annual rainfall curve than winter rainfall curve (Fig. 2-a).

Type W: Winter rainfall curve is more similar to annual rainfall curve (Fig. 2-b). Each type is classified into sub-types (Fig. 3).

Type Se: The curve of annual rainfall shows downward trend in the former half of this century. This downward trend continues till 1960's in the region of Se-I. The curve shows upward trend in the latter half of this century in the region of Se-II (Figs. 4-a, b).

Type Sw: The curve shows upward trend from the end of the 19th century up to 1920's, then downward trend up to 1960's. Each curve also shows short-term fluctuation

* 東京大学理学部地理学教室 Department of Geography, University of Tokyo

as well as long-term trend (Fig. 4-c).

Type We: The curve shows upward trend in the 19th century. This trend continues up to 1940's or 1950's in the regions of We-Ia and We-Ib, then the curve turns downward. In the region of We-Ib, downward trend is shown in 1920's and 1930's. The curve shows downward trend in the region of We-II in the former half of this century, then turns upward (Figs. 5-a, b).

Type Ww: The curve shows downward trend in the 19th century. Upward trend shows in the former half of this century in the region of Ww-I, downward trend again since 1950's. The curve shows upward trend in the beginning of this century then turn downward in the middle of this century, upward again in 1960's and 1970's in the region of Ww-II (Figs. 5-c, d).

It is assumed that the east-west difference in long-term trends of rainfall is explained by the location of the deeper trough among the subtropical anticyclones presented in monthly mean sea-level pressure charts, and the south-north difference in the region W is explained by the difference of the origin of vapor shown in the precipitable water (1000-500 mb) distribution map (Figs. 6, 7, 8).

I. はじめに

北半球においては，観測データの蓄積にともなって，半球的な気候変動の実態が明らかにされつつあり，20世紀前半の温暖化の傾向が1940年頃を頂点に，その後は寒冷化の傾向に変化したことが知られている（MITCHELL 1961，BUDYKO 1969など）。一方，南半球においては，20世紀前半の温暖化の傾向が，後半においても続いていることが指摘されている（DAMON and KUNEN 1976など）。しかし，三上（1981）が指摘しているように，一方的な温暖化傾向ばかりでなく，低温化の傾向を示す地域も認められる。南半球は多くの部分が海洋で占められ，データの存在する陸地部分が少ない。またデータの存在するところでも，信頼のおけるデータが長い期間にわたって存在する地点は非常に限られる。三上（1981）も指摘しているように，南半球の気候変動の研究が北半球に比較して遅れているのは，この観測データの時間的・空間的不均質性によるところが大きいと考えられる。その中で，オーストラリアは南緯10° 41′ から39° 8′ にまで南北に約3,700km にわたって広がり，低緯度を中心とする大気循環に支配される地域ばかりでなく，中緯度の大気循環に支配される地域も含まれる。またほかの大陸に比べれば，信頼度の高いデータが空間的にも広く，時間的にも長く存在する。南半球の気候変動を解明する上で，オーストラリアの気候変動を明らかにすることは，重要な一歩となる。

オーストラリアの降水量の長期変動については，DEACON（1953），KRAUS（1954）の南東部の研究，WRIGHT（1974）の南西部の研究，WARD and RUSSELL（1980）のブリスベインの研究など，個別の地域での研究が多く，オーストラリア全域を対象とした研究は少なかった。GENTILLI（1971）は，各地域での研究の成果をふまえて全域的な研究を行ない，19世紀に比べて20世紀前半では，北東部熱帯地方を中心として，大陸全体的に年降水量が減少したことを明らかにした。しかし，20世紀後半の傾向についてはあまり触れていない。20世紀後半の傾向について TUCKER（1975）は，年降水量の時系列に対して一次回帰直線を用いた研究を行ない，20世紀前半に引き続いて減少の傾向にあることを示した。しかし PITTOCK（1975）は，年降水量の平均値の差を比較する方法によって，1946年以降東オーストラリアを中心として，多雨の傾向に変わったことを示した。これらのオーストラリア全域を扱った研究では，降水量変動の全体像の解明に中心が置かれ，その地域的差異についてはあまり注意が払われなかった。

一方，大森（1980）は，オーストラリア大陸内部の活動砂丘の分布を調べ，再活動した砂丘が大陸南部

の半乾燥地帯に分布していることから，大陸南部の半乾燥地帯での気候の乾燥化を推察しているが，比較的湿潤な地域であるブリスベイン付近でも，1930年代には砂丘の再活動が発生している（WARD and RUSSELL 1980)。これらの砂丘は最終氷期に形成されたものであり，それらの再活動は特に降水量の変動によって説明されている（WARD and RUSSELL 1980, OHMORI et al. 1983)。このような砂丘活動をも引き起こすような降水量変動は，湿潤地域を含めた広範な地域で，1900年以降大きな気候変動のあったことを示唆している。しかし，その気候変動が大陸全域で同じ傾向として生じているのか，地域的に傾向や時期が異なるのかは，いまだ十分には検討されていない。

他方，オーストラリアのような降水量が少なく，その年々の変動の大きな地域では，PITTOCK (1975) のような，相異なる10～30年間の平均値の差を比較する方法，TUCKER (1975) のような降水量の時系列に一次回帰直線をあてはめ，その傾きを調べる方法などでは，ある1年の多雨，少雨が全体の変動像を大きく左右するため，比較期間の少しの違いが結果を大きく左右してしまう。降水量変動の長期傾向を表現する場合，ある1年の多雨・少雨を表現しつつも，この影響を除いた長期傾向をも表現する必要がある。

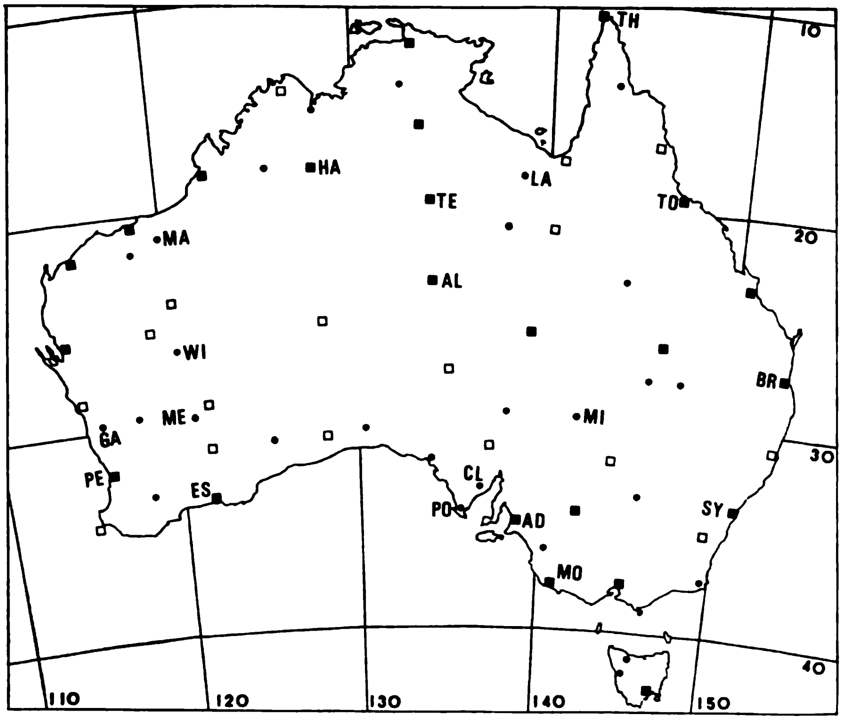
以上の点をふまえ，本稿ではオーストラリアにおける，降水量の長期変動の傾向の地域差を，変動傾向の表現方法の吟味も加えて，検討することを目的とする。

II. 研究の資料・方法

本研究で用いた資料は，オーストラリア気象局 (Bureau of Meteorology, Australia) 作成の Report of Monthly and Yearly Rainfall および Monthly Climate Data である。前者から，古くからデータが存在し，観測点の移動のない地点を中心に53地点を選択収集した。この降水資料の中で，もっとも古くからデータが存在するのはシドニーで，1832年までさかのぼることができる。アデレイドは1839年，ブリスベイン，ホバートは1840年までさかのぼることができる。ダーウィン，アリススプリングスを含めた東半分の地域では1870年代よりデータが入手できる。しかし，西半分の地域ではパース付近を除いて1880年代よりデータが入手可能となる。従って，オーストラリア全域にデータが揃うのは1880年代からである。採用観測点を第1図に示す。

各地点の降水量変動の長期傾向を Residual Mass Curve（残差和曲線）法を用いて明らかにする。オーストラリアのような降水量が少なく，その年々の変動の大きな地域では，前述のように相異なる10～30年間の平均値の差を比較する方法，降水量の時系列に一次回帰直線をあてはめ，その傾きを調べる方法などでは，ある1年の多雨，少雨が全体の変動像に大きく影響するため，比較期間の少しの違いが結果を大きく左右してしまう。例えば，アリススプリングス (23° 43′S, 133° 52′E) では，1900年から1979年までの年降水量は第1表の結果であった。この表にもとづいて，1900年から45年までの46年間と，1946年から1970年まで25年間の年降水量の平均値を比較すると，前者の期間の平均値は261.7mm で，後者の期間の平均値は254.6mm となり，前者の期間に対して後者の期間では年降水量は減少したことになる。ところが，後者の期間を1946年から1979年までの34年間とすると，後者の期間の平均値は310.9mm となり，前者の期間に対して後者の期間では年降水量は増加したことになる。一次回帰直線をこの時系列にあてはめても，比較期間の違いが反対の結果を生じることがある。1913年から1970年までの期間の一次回帰直線の傾きは −0.706 で負となり，この期間の年降水量は減少傾向であったことがわかるが，1913年から1979年までの期間の一次回帰直線の傾きは1.749で正となり，この期間の降水量は増加傾向であったという結論が導びかれる。PITTOCK (1975) と TUCKER (1975) とで反対の傾向を結論としている原因は，方法の違い，比較期間の違いに求められる。

Residual Mass Curve 法とは，KRAUS (1956)，関口 (1962) などによって述べられているように，長期間の平均値に対する残差を求め，平均値に対する百分率に換算してその積算曲線を作成する方法である。少雨年が卓越する期間はグラフは下降傾向となり，多雨年が卓越する期間はグラフは上昇傾向となる。



第１図　採用観測点位置図（黒点は降水量のみ，白ぬき正方形は海面気圧のみ，黒点および正方形は両者の観測点を示す）
AD：アデレイド，AL：アリススプリングス，BR：ブリスベイン，CL：クリーブ，ES：エスペランス，GA：カビヨン，HA：ホールズクリーク，LA：ローンヒル，MA：マーブルバー，ME：メンジーズ，MI：ミルパリンカ，MO：マウントギャンビアー，PE：パース，PO：ポートリンカーン，SY：シドニー，TE：テナントクリーク，TH：サースデイアイランド，TO：タウンズビル，WI：ウィルーナ

ある１年の非常な多雨，少雨はグラフ上で極端な上昇，下降となって現われる。また多雨期から少雨期の移行点は，グラフが上向きから下向きに変わる点として視覚的にわかりやすく表現される。少雨期から多雨期の移行点も同様である。このように，Residual Mass Curve 法は降水量変動の長期傾向を，平均化されない生の姿として視覚的にわかりやすく表現できる方法といえる。

各年の残差和の計算方法を以下に示す。

$$Xn = 100 \times \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{R_i - \bar{R}}{\bar{R}} \right) - C$$

X_n：n 年次の残差和（%）

R_i：i 年の年降水量（mm）

$\bar{R}$：年降水量の平均値（1920年から1979年までの平均値）（mm）

n：観測開始よりの年数

C：観測開始より1919年までの残差和

$$C = \sum_{i=1}^{m} \left(\frac{R_i - \bar{R}}{\bar{R}} \right)$$

m：観測開始より1919年までの年数

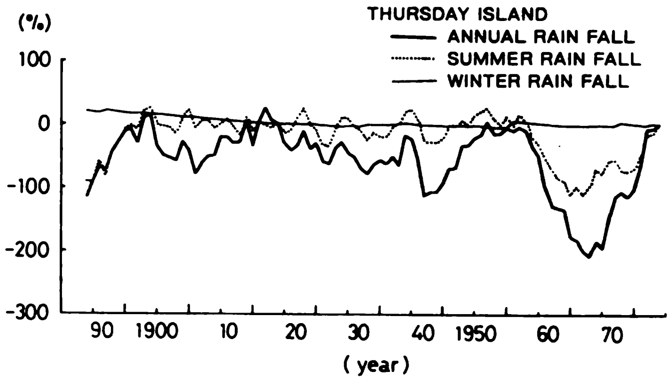
観測開始年は各観測点ごとに異なる。各地点の降水量の変動傾向を相互に比較するためには，平均値を求める期間は同じでなければならない。採用観測点の中に，観測開始年が1910年代のものが含まれていたために，平均値を求める期間を1920年から1979年の60年間とした。年降水量を計算する際に，普通のカレンダー年（1月～12月）を用いると，夏がふたつに分かれてしまう。そこで，前年の12月からその年の11月までの月降水量の合計をもってその年の年降水量とした。また観測開始年よりの残差和をC(1919年までの残差和)で引いている理由は，1919年および1979年の残差和を0として，各地点相互に比較しやすいようにしたためである。

第1表　アリススプリングスにおける1901年から1979年までの年降水量（ただし，前年の12月からその年の11月までの月降水量の合計）

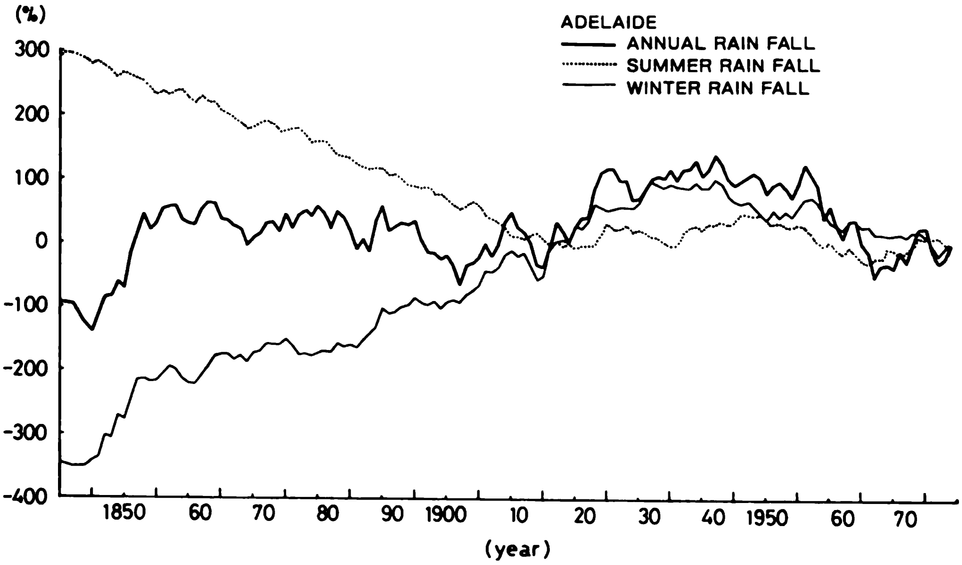
Year	Annual Rainfall	Year	Annual Rainfall
1900	145	1941	228
1	207	2	233
2	72	3	307
3	399	4	262
4	412	5	274
5	249	6	268
6	188	7	517
7	328	8	310
8	450	9	335
9	242	1950	264
1910	367	1	284
1	168	2	220
2	319	3	292
3	185	4	345
4	284	5	282
5	149	6	321
6	340	7	178
7	234	8	322
8	110	9	174
9	286	1960	157
1920	452	1	126
1	783	2	256
2	237	3	115
3	331	4	124
4	304	5	52
5	238	6	348
6	205	7	250
7	192	8	467
8	77	9	243
9	102	1970	116
1930	229	1	190
1	228	2	307
2	264	3	456
3	237	4	917
4	173	5	520
5	157	6	774
6	243	7	391
7	224	8	334
8	242	9	314
9	419		
1940	263		

本研究の考察対象は年降水量の長期変動の傾向であるが，オーストラリアの北部には夏雨地域，南部には冬雨地域が存在し（Bureau of Meteorology 1977），夏雨は主として，赤道西風の南下に伴う熱帯性じょう乱によってもたらされ，冬雨はポーラフロントの北上に伴う前線性の雨である。年降水量の変動も北部では夏雨に，南部では冬雨に大きく支配されると考えられる。年降水量の変動が主としてどちらに帰因するかを明らかにしておくことは，オーストラリアの気候変動を理解する上で重要な課題である。そこで，年降水量の変動が，夏雨の変動，冬雨の変動のどちらに帰因するかを調べるために，夏雨，冬雨のそれぞれについて，残差和曲線を作成した。夏雨を前年の12月，1月および2月の月降水量の合計，冬雨を6月，7月および8月の月降水量の合計とし，夏雨だけ，および冬雨だけの各年の残差和を計算した。この場合，年降水量の残差和を求める式において，Ri は夏雨の残差和を求める計算では，i 年次の夏雨（前年の12月，1月，2月の降水量の合計）を，冬雨の残差和を求める計算では，i 年次の冬雨（6月，7月，8月の降水量の合計）を用いる。夏雨，冬雨それぞれの変動の，年降水量の変動に対する寄与の度合を明らかにするために，各年の季節降水量を季節降水量の平均値で除さず，年降水量の平均値で除した。

各地点の年降水量，夏雨，冬雨の各残差和曲線を比較すると，年降水量の残差和曲線は北部では夏雨の残差和曲線と類似し（第2図-a），南部では冬雨の残差和曲線と類似する（第2図-b）。この残差和曲線の類似度に注目して，まず年降水量の変動が主として夏雨の変動に帰因する地域と冬雨の変動に帰因する地域のふたつに区分した。さらに，それぞれの地域を，長期変動の傾向の差異にもとづいて，いくつかの地域



a) サースデイアイランド



b) アデレイド

第２図　年降水量，夏雨，冬雨の残差和曲線の例

に細分した。

以上の方法によって明らかにされた，降水量変動の長期傾向の地域差が何に帰因するかについて，1980年のオーストラリア現地調査で得られた，1957年以降の月平均海面気圧のデータ，1977年，1978年，1979年の３年間の日降水量データ，1977年と1979年の２年間，および1978年７月の毎日の天気図，可降水量分布図を用いて，考察を試みた。気圧のデータについては，本研究で利用した観測点を第１図に示した。しかし，降水量のデータが19世紀後半から1979年に至る長い期間であり，本研究で扱う降水量変動が10年以上の長期オーダーである一方，気圧のデータは1957年以降であり，天気図も２年分しか入手出来なかったので，降水量変動の地域差の原因は必ずしも十分には実証しきれなかった。本研究はとりあえず入手できたデータの範囲での考察の報告である。

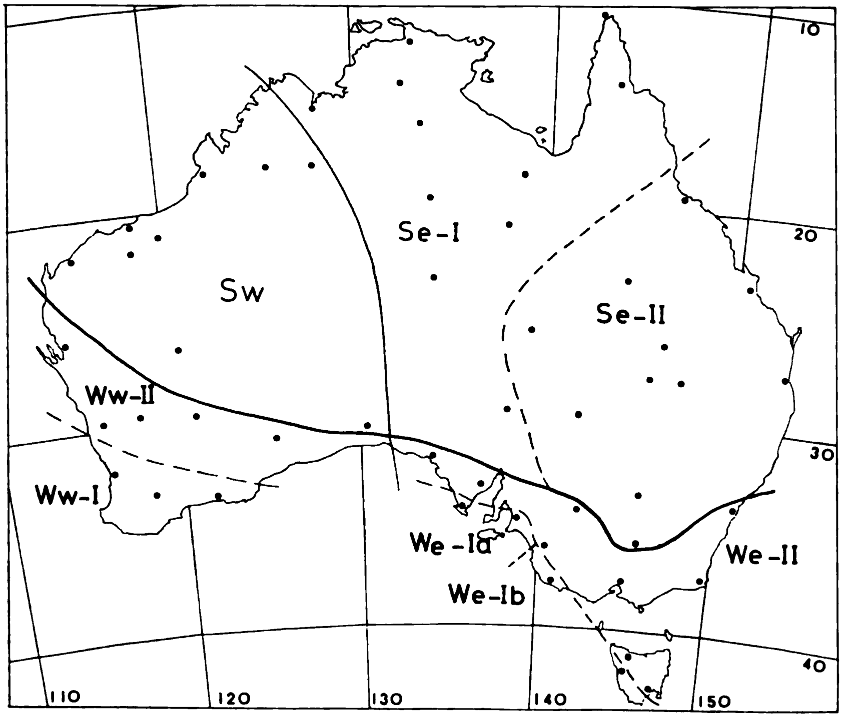
III. 降水量変動の長期傾向の差異にもとづく地域区分

第1図に示された52地点における，年降水量，冬雨および夏雨の残差和曲線を相互に比較すると，年降水量の残差和曲線の傾向は，北部においては夏雨の残差和曲線の傾向に類似し，南部においては冬雨の傾向に類似する。各1年ごとの変動を見ると，北部から南部に南下するに従って，夏雨の変動ばかりでなく冬雨の変動の影響も受け，また南部から北部に北上するに従って，冬雨ばかりでなく夏雨の影響も受ける。しかし，19世紀後半，20世紀前半といった長期傾向に注目すると，各地点とも，年降水量の曲線の傾向が，主に夏雨の傾向に類似するもの，あるいは冬雨の傾向に類似するものの2つに分類することができた。年降水量の残差和曲線の傾向が夏雨の残差和曲線の傾向に類似する地域は，年降水量の長期変動が主として夏雨の変動に起因する地域であると考えられ，また年降水量の残差和曲線の傾向が冬雨の残差和曲線のそれと類似する地域は，年降水量の長期変動が主として冬雨の変動に起因する地域であると考えられる。そこで，各地点の3つの残差和曲線の長期傾向を相互に比較し，前者の地域を夏雨変動区（S）とし，後者の地域を冬雨変動区（W）として，研究対象地域を2つの変動区に大区分した。

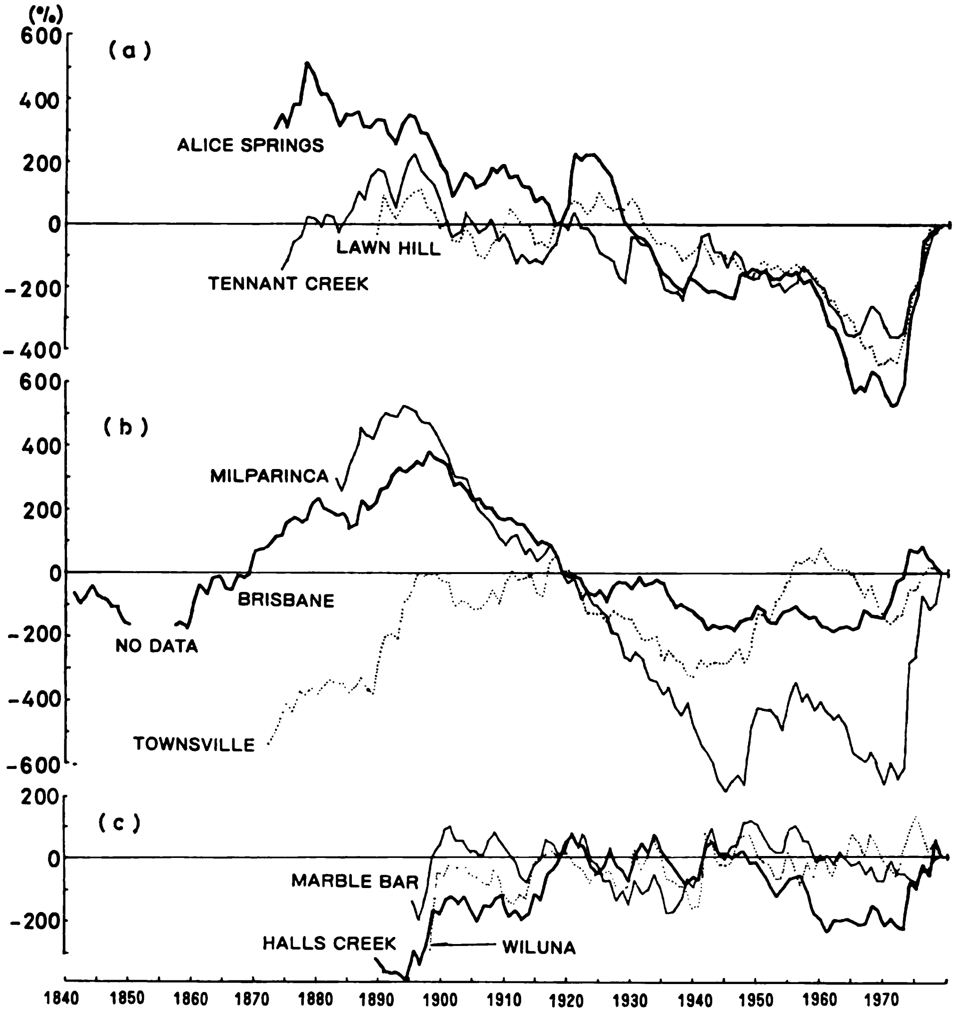
夏雨変動区，冬雨変動区のそれぞれの地域において，各地点の残差和曲線を相互に比較すると，全地点とも同一の変動傾向を示すわけではなく，変動傾向の違いによっていくつかの地域に細分できることが知られる。そこで，各変動区を以下のように細分した（第3図）。

1） **夏雨変動区（S）**

年降水量の変動が，夏雨の変動に支配される地域で，大陸の大部分がこの変動区に属する。各地点の変動傾向を比較すると，東部では，19世紀後半の多雨期に対して，1900年以降20世紀前半に少雨期が認めら



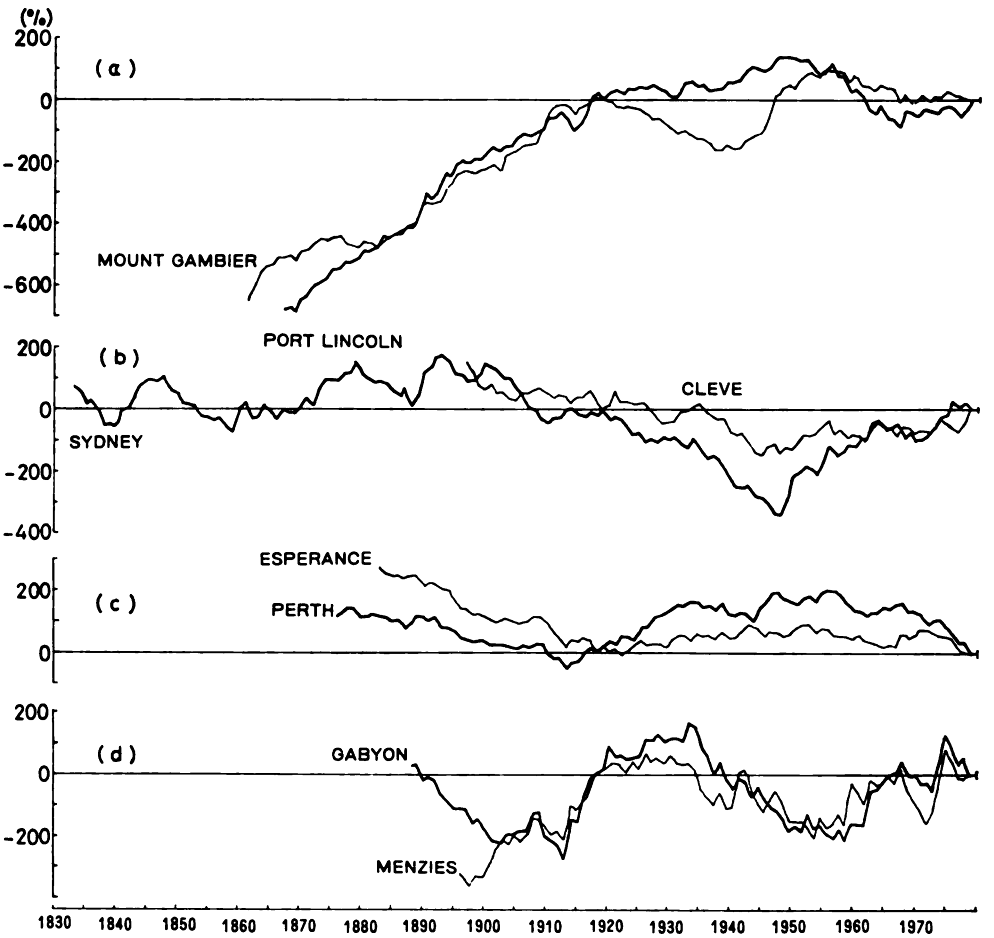
第3図　オーストラリアの降水量変動の長期傾向にもとづく地域区分



第4図 夏雨変動区の年降水量の残差和曲線の例
a)：Se-Ⅰ（テナントクリーク，ローンヒル，アリススプリングス）
b)：Se-Ⅱ（タウンズビル，ブリスベイン，ミルパリンカ）
c)：Sw（ホールズクリーク，マーブルバー，ウィルーナ）

れる。また各地点ごとの局地的な変動の影響が少なく，東部での各残差和曲線はよく似ている。ところが西部では19世紀後半の多雨期が1920年代まで続き，1930年代から少雨期になっている。こうした全体的傾向のなかに各地点ごとの局地的な変動が含まれる点も多い。たとえばウィルーナでは1930年代，1940年代の少雨期にもとびぬけて多雨であった年が含まれ，長期傾向を非常にわかりにくいものにしている。そこで，東部の変動傾向に特に注目し，19世紀後半の多雨期が認められ20世紀前半は少雨期となっていること，局地的な変動の少ない地域を東部区（Se）とし，それ以外の地域，すなわち19世紀後半の多雨期が1920年代まで続き，局地的変動も強く認められる地域を西部区（Sw）と区分した。

東部区の各地点の変動傾向を比較すると，20世紀前半の少雨期が1960年代まで継続し1970年代になって多雨に転ずる地点と，20世紀前半の少雨期が1940年代半ばを境に多雨期に変わる地点とに2分される。そ

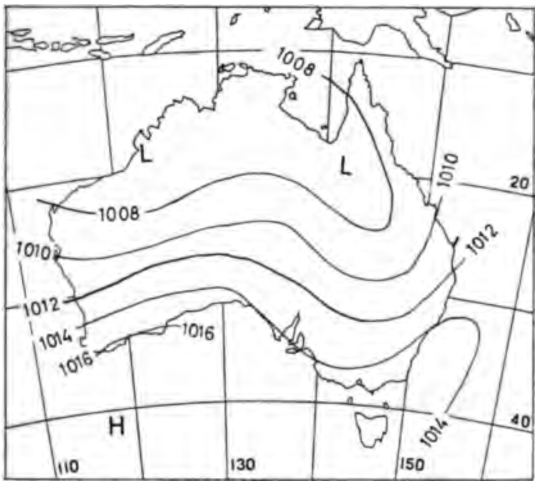


第５図　冬雨変動区の年降水量の残差和曲線の例
a)：We-Ia（ポートリンカーン），We-Ib（マウントギャンビアー）
b)：We-II（クリーブ，シドニー）
c)：Ww-I（エスペランス，パース）
d)：Ww-II（メンジーズ，ガビョン）

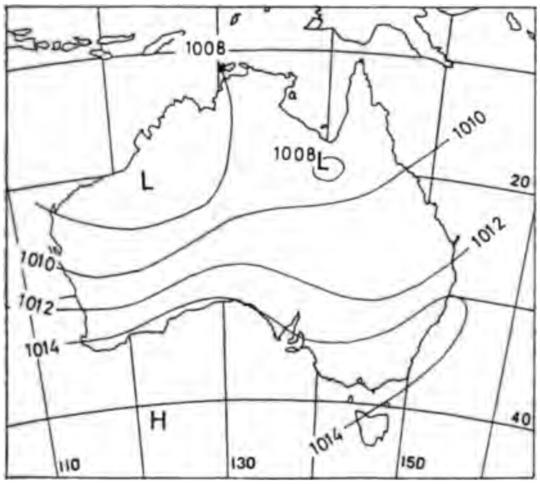
こで前者の地域を Se-I，後者の地域を Se-II として細分した。ただし，Se-II の地域でも1960年代は Se-I と同様，少雨の傾向を示す地点も多い。これらの地域の残差和曲線の例を第４図に示す。

2）冬雨変動区（W）

年降水量の変動が，冬雨の変動に支配される地域で，大陸の南部に分布する。夏雨変動区に比べると，その面積は非常に小さい。各地点の変動傾向を比較すると，東部では19世紀後半の多雨期に対して，20世紀前半の少雨期が認められ，西部では19世紀後半の少雨期に対して，20世紀前半では多雨になっている。そこで，19世紀後半に多雨が認められる地域を東部区（We），19世紀後半に少雨期が知られる地域を西部区（Ww）として区分した。東部区における各地点の変動傾向を比較すると，19世紀後半の多雨傾向は全地点にわたって共通するが，20世紀前半の少雨傾向は必ずしも全地域にわたって認められるわけではない。すなわち南部の海岸地域では，20世紀前半に19世紀後半ほど顕著ではないが多雨の傾向が認められ，



a)：東部で多雨，西部で少雨な場合（1966年1月，1968年1月，1973年2月，1976年1月）



b)：東部で少雨，西部で多雨な場合（1967年1月，1969年2月，1973年1月，1978年1月）

第6図　月平均海面気圧分布合成図(夏季)

20世紀後半は少雨の傾向に転じている。一方，南部海岸以外の内陸，東部地域では，20世紀前半の少雨期，後半の多雨期が明瞭に認められる。そこで，20世紀前半が多雨であり，後半が少雨である地域を We-I，20世紀前半が少雨であり，後半が多雨である地域を We-IIとして細分した。

南部の海岸地域に分布する We-I の変動区のうち，大陸南部の一部およびタスマニア島の西海岸では1920年代，1930年代に少雨期が認められる。そこで，20世紀前半全般的に多雨であった地域を We-Ia とし，1920年代，1930年代に少雨期をはさむ地域を We-Ib としてさらに細分した。

西部区においても，19世紀後半の全域的な少雨傾向に対して，20世紀の変動傾向には地域差が認められた。南部の海岸地域では，20世紀前半の多雨の傾向が1950年頃まで続き，今世紀後半は少雨の傾向になる。内陸部では，20世紀前半の多雨の傾向が1930年代半ばから少雨の傾向に転じ，1960年代以後再び多雨の傾向になっている。そこで，前者の変動傾向を示す地域を Ww-I，後者の変動傾向を示す地域を Ww-IIとして，西部区を細分した。これらの地域の残差和曲線の例を第5図に示した。

以上の降水量変動の長期傾向をまとめると以下のようになる。19世紀後半，東部では1870年代より，西部では1880年代よりデータが揃うが，冬雨変動区の西部区を除いて，全体的に多雨であった。20世紀前半1920年代までは，夏雨変動区，冬雨変動区とも，西部区で多雨，東部区で少雨であった。東部区でも南部の一部では多雨のところもあった。1930年代，1940年代では大陸全体的に少雨であった。夏雨変動区の Se-IIでは1940年代半ばより多雨期に転じている。1950年代，1960年代では，Se-I，Ww-I，We-I では少雨期であったが，Sw，Se-IIとで逆の傾向を示し，1950年代は Sw で少雨，Se-IIで多雨，1960年代は Sw で多雨，Se-IIで少雨となった。このとき Ww-IIは Sw と同様の，We-IIは Se-IIと同様の傾向を示した。1970年代にはいると，南部の一部を除いて全体的に多雨になった。

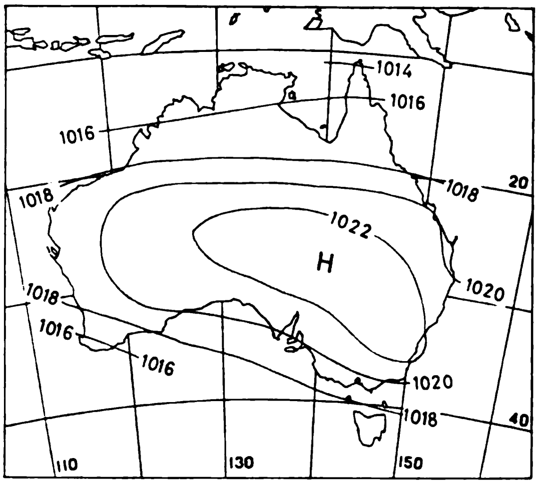
IV．東西の変動傾向の差異に関する考察

前章で明らかにしたように降水量変動の傾向には，夏雨変動区，冬雨変動区ともに，東西の差異が認め

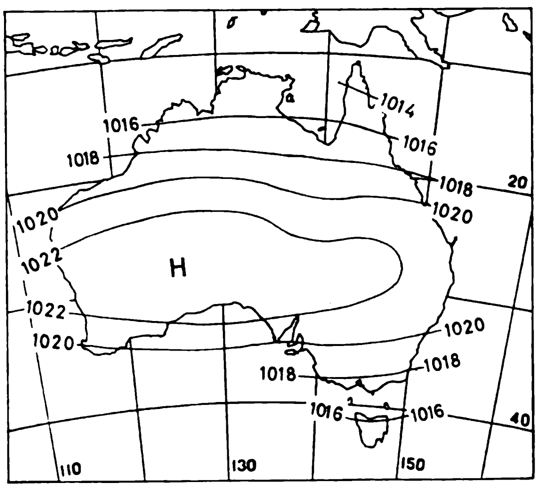
られた。すなわち，夏雨変動区において，東部が多雨で西部が少雨のときもあれば，その逆に東部が少雨で西部が多雨のときもあった。冬雨変動区の場合についても同様である。オーストラリア大陸スケールでの東西間の変動傾向の違いは，マクロスケールの総観場の違いと関係している可能性が考えられる。

夏季の代表的な月である1月の月平均海面気圧分布の平均場（VAN LOON　1972）をみると，亜熱帯高気圧は西から張り出して，オーストラリア大陸南部に気圧の高まりが認められ，その両端がトラフになっている。東のトラフが深くなり，西のトラフが浅くなると東部で多雨，西部で少雨となる。反対に東のトラフが浅くなり，西のトラフが深くなると東部で少雨，西部で多雨になることが予想される。降水量の長期変動の傾向の東西差も，月平均海面気圧分布に示されたトラフの長期変動によって説明されると考えられる。しかし，海面気圧のデータは1957年から1979年の23年間のみであり，数十年オーダーの降水量変動と，総観場の時系列との対応を検討するには気圧のデータの期間が短かすぎる。

そこで，1957年以降の毎月毎月の降水量偏差分布図を作成し，東部で全域的に多雨であり，西部で全域的に少雨であった月，その反対に東部で全域的に少雨であり，西部で全域的に多雨であった月をそれぞれ数例ずつ選び出し，それらの月の月平均海面気圧分布の合成図を作成し，ふたつの合成図を比較検討することを試みた。前者の例として，1966年1月，1968年1月，1973年2月，1976年1月を選び，東部で少雨，西部で多雨な月として，1967年1月，1969年2月，1973年1月，1978年1月を選びそれぞれの月平均海面気圧分布合成図を作成した（第6図）。東で多雨，西で少雨のとき（第6図-a）は，東のトラフが発達していること，北東部で低圧部が広がっていることがわかる。また大陸南西端には1016mb の等圧線も認められ，西部が高圧部になっていることが知られる。一方，東で少雨，西で多雨のとき（第6図-b）には，東のトラフは非常に浅くなり，北東部の低圧部も縮少している。西部ではトラフが強まっていることがわかる。つまり，夏季において東西間での乾湿の差異は，低緯度から伸びるトラフが東西どちらで強まるかによって生じると考えられる。



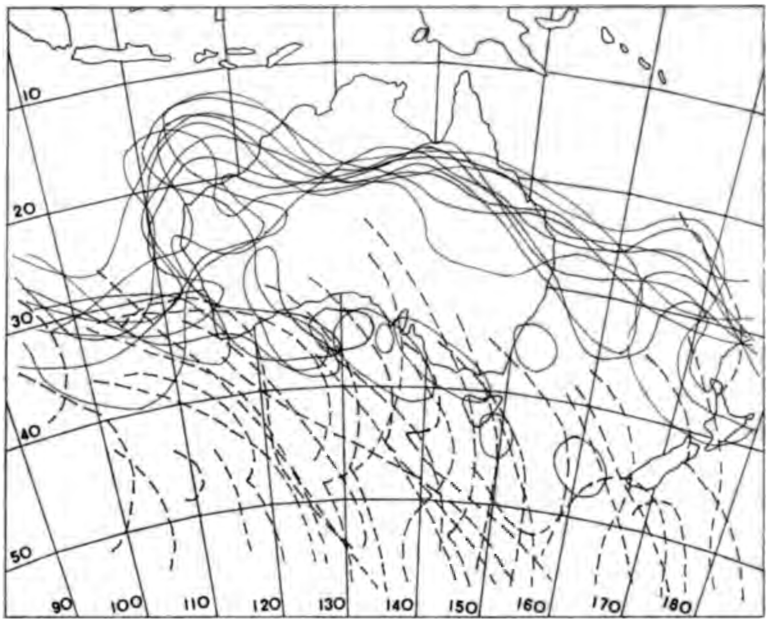
a）：東部で少雨，西部で多雨な場合（1967年7月，1973年7月，1975年7月，1976年8月）



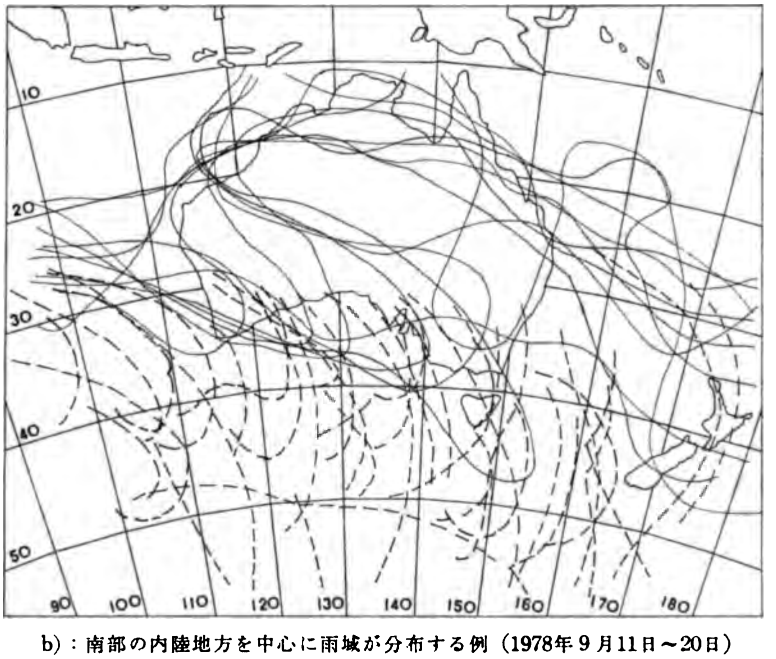
b）：東部で多雨，西部で少雨な場合（1966年8月，1969年7月，1971年8月，1975年8月）

第7図　月平均海面気圧分布合成図（冬季）

冬季においても同様な考察を試みた。冬季の代表的な月である7月の月平均海面気圧分布の平均場（VAN LOON　1972）をみると，上に亜熱帯高気圧のセルが認められ，中緯度偏西風のトラフは大陸西方に



a)：南部の海岸地方に雨域が分布する例（1979年7月11日～20日）



b)：南部の内陸地方を中心に雨域が分布する例（1978年9月11日～20日）

第8図　可降水量15mm 等値線および地上の前線重ね合わせ（実線は15mm の等値線，点線は前線を示す）

位置する。この大陸上の高気圧が東偏しトラフがさらに強まると西部で多雨，東部で少雨になること，高気圧が西偏し，トラフが東部に移ると，東部で多雨，西部で少雨になることが予想される。そこで，西部で多雨，東部で少雨な月の例として，1967年7月，1973年7月，1975年7月，1976年8月を選び，東部が多雨，西部で少雨の月の例として，1966年8月，1969年7月，1971年8月，1975年8月を選び，それぞれの月平均海面気圧分布合成図を作成した（第7図）。西で多雨，東で少雨のとき（第7図-a），高気圧の中心は東部にあり，西部は気圧の谷になっている。反対に西で少雨，東で多雨のとき（第7図-b），高気圧の中心は西部にあり東部に気圧の谷が移っている。冬季における東西の乾湿の差異を生じさせるものは，高気圧の東偏，西偏に伴う気圧の谷の西偏，東偏であることが考えられる。

以上の事実から，夏季においてもまた冬季においても，降水量変動の長期傾向の東西の差異は，月平均海面気圧分布に示される高気圧の間のトラフの強弱の長期変動に起因すると推察される。

V. 冬雨変動区における南北の降水量変動傾向の差異についての考察

夏雨変動区においては，年降水量2,000mm を越える湿潤地域から年降水量200mm にも満たない乾燥地域に至るまで，南北方向においては類似の変動傾向を示した。ところが冬雨変動区においては，東西の変動傾向の差異ばかりでなく，南北の変動傾向の差異が認められた。つまり，第3図において Ww-I と Ww-II とにおける傾向の相違，We-I と We-II とにおける傾向の相違である。冬雨変動区は冬季に中緯度偏西風帯内に位置するので，第3図に示された南北の変動傾向の相違は，中緯度偏西風帯の前面にあたる地域と，後面の地域との変動傾向の相違と言い換えることができよう。

東西の変動傾向の差異を考察するときと同様の手法を試みるため，毎月毎月の降水量偏差分布を調べたところ，南西部あるいは南東部において，偏西風の前面の地域と後面の地域とにおいて，明瞭に偏差が逆転する月は少なかった。またそれらの月の月平均海面気圧分布合成図を作成しても，明瞭な差異は認められなかった。

南部において，降水をもたらす機構として，ふたつの要素が重要であると考えられている。前線が発達していることと，低緯度から大陸を越えて供給される水蒸気の流れが存在することの2点である（LAJOIE 1980a, 1980b）。前線が発達しても，低緯度からの大陸を越えて供給される水蒸気が少ないと，水蒸気の供給はおもに西方の海上からのみとなり，前線は内陸で急速に衰え，雨は海岸部のみに終わり，内陸部には降らない。この水蒸気供給源の違いに注目して，1977年から1979年までの7月の日降水量分布を作成し，毎日毎日の降水量分布に対応する水蒸気供給の状態を，オーストラリア気象局作成の1,000mb から500mb までの間の可降水量分布図を用いて検討した。

アデレイドを中心とした南部から南東部にかけて，海岸部のみに雨域が分布する例として，1979年7月の11日から20日までの10日間を例にとりあげ，また内陸部に雨域の中心が分布する例として，1978年7月の11日から20日までの10日間を例にとりあげる。それぞれの期間の毎日毎日の可降水量分布，および前線の位置の分布を図示した（第8図）。図に示した15mm の可降水量等値線をみると，前者の海岸部にしか雨域が分布しないとき，低緯度からの等値線は大陸南部，南東部に伸びず，別の閉曲線でかこまれた湿潤域が西方から移動しており，水蒸気が主に西方海上から供給されていることがわかる（第8図-a）。後者の雨域の中心が内陸部に認められるときは，低緯度からの湿潤域が北西から南東に大陸内部に伸び，南部に達しており，水蒸気が低緯度から供給されていることがわかる。これらの状態は静止気象衛星ひまわりの画像上で特にはっきり認められる。

以上の文献引用およびケーススタディから，偏西風の前面と後面における，月降水量レベルの降水量変動傾向の差異も，水蒸気供給地の違いによって生じると推察される。

VI. まとめ

オーストラリアにおける降水量変動の長期傾向の地域差を，年降水量，夏雨，冬雨の Residual Mass

Curve（残差和曲線）法を用いて明らかにした。まず，年降水量の変動傾向が夏雨，冬雨のどちらの変動傾向に類似しているかによって，夏雨変動区，冬雨変動区のふたつに区分した。次にそれぞれの地域を降水量変動の長期傾向にもとづいて細分した。夏雨変動区は，東部区（Se）と西部区（Sw）のふたつに区分され，東部区はふたつの地域（Se-Ⅰ，Se-Ⅱ）に細分された。また冬雨変動区は，東部区（We）と西部区（Ww）に区分され，さらに西部区はふたつの地域（Ww-Ⅰ，Ww-Ⅱ）に，東部区は最終的に3地域（We-Ⅰa，We-Ⅰb，We-Ⅱ）に細分された。

以上の各地域の降水量変動の長期傾向をまとめると以下のようになる。19世紀後半，冬雨変動区の西部区を除いて，全体的に多雨であった。20世紀前半1920年代までは，夏雨変動区，冬雨変動区とも，西部区で多雨，東部区で少雨であった。東部区でも南部の一部では多雨のところもあった。1930年代，1940年代では大陸全体的に少雨であった。夏雨変動区の Se-Ⅱでは1940年代半ばより多雨の傾向に転じている。1950年代，1960年代ともに，Se-Ⅰ，Ww-Ⅰ，We-Ⅰでは少雨の傾向であったが，1950年代では，Sw で少雨，Se-Ⅱで多雨，1960年代では反対に Sw で多雨，Se-Ⅱで少雨の傾向が認められた。このとき，Ww-Ⅱは Sw と同様の，We-Ⅱは Se-Ⅱと同様の傾向を示した。1970年代にはいると，南部の一部を除いて全体的に多雨になった。

地域区分された結果，同じ夏雨の変動，冬雨の変動に支配された地域でも，変動傾向に東西の差異が認められた。この東西の差異は，夏季，冬季ともに月平均海面気圧分布における高気圧の間の気圧の谷が東部で深まるか，西部で深まるかによって生じると考えられる。

夏雨変動区に認められる，中緯度偏西風の前面にあたる地域と後面にあたる地域とで，降水量変動の傾向に差が生じるのは，中緯度偏西風の前面にあたる地域では西方の海上から水蒸気が供給される一方，後面にあたる地域では低緯度地方から水蒸気が供給されるためではないかと推察される。

今回の報告は1980年7月から9月にかけてのオーストラリアの現地調査（OHMORI et al. 1983）の際に入手した気象資料をもとに行なった。降水量以外のデータは必らずしも長年にわたるものではないために，降水量変動の長期傾向の地域差の原因を十分には解明できなかった。より古くからの地上気圧のデータを加えるばかりでなく，上層のデータをも加えて，さらに議論を深めたいと考えている。

謝 辞

本稿作成にあたり，御指導いただいた本海外学術調査「オーストラリアとニュージーランドにおける最近の気候変動の研究」の研究代表者　東京大学鈴木秀夫教授，始終御教示いただいた東京大学大森博雄講師，有益な助言をいただいた東京都立大学武内和彦助手，都留文化大学上杉　陽助教授，日本大学遠藤邦彦助教授に心から感謝の意を表したい。またオーストラリア，アデレイド地方気象台の方々には現地で貴重な助言をいただいた。ここに記してお礼申し上げる。

文 献

BUDYKO, M. I. (1969) : The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, **21**, 611-619.

Bureau of Meteorology, Australia (1977) : *Climatic atlas of Australia, map set* 5, *rainfall*. Australian Government Publishing Service, Canberra.

DEACON, E. L. (1953) : Climatic change in Australia since 1880. *Australian J. Physics*, **6**, 209-218.

DAMON, P. E. and KUNEN, S. M. (1976) : Global cooling? *Science*, **193**, 447-453.

GENTILLI, J. (1971) : Climatic fluctuations. Gentilli, J. ed., *Climates J. of Australia and New Zealand* (World Survey of Climatology, **13**). Elsevier, Amsterdam, 189-211.

KRAUS, E. B. (1954) : Secular changes in the rainfall regime of SE. Australia. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, **80**, 591-601.

KKAUS, E. B. (1956) : Graphs of cumulative residuals. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, **82**, 96-98.
LAJOIE, F. A. (1980a) : A rainfall study of the Horsham area. *Technical Report* (Australian Bureau of Meteorology), 33.
—— (1980b) : Frontal rainfall near Horsham. *Technical Report* (Australian Bureau of Meteorology), 41.
三上岳彦 (1981) : 南半球における気温変動傾向の地域的差異. 地理評, **54**, 660-667.
MITCHELL, J. M. Jr. (1961) : Resent secular changes of global temperature. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **95**, 235-250.
大森博雄 (1980) : オーストラリアにおける砂丘の再活動とその気候上の意義について. 地学雑誌, **89**, 19-30.
OHMORI, H., IWASAKI, K. and TAKEUCHI, K. (1983) : Relationship between the recent dune activities and the rainfall fluctuations in the southern part of Australia. *Geogr. Rev. Japan*, **56**, 131-150.
PITTOCK, A. B. (1975) : Climatic change and the patterns of variation in Australian rainfall. *Search*, **6**, 498-504.
関口　武 (1962) : 日本の雨の長期変動. 地理評, **37**, 217-225.
TUCKER, G. B. (1975) : Climate : Is Australia's changing? *Search*, **6**, 323-328.
VAN LOON, H. (1972) : Presure in the Southern Hemisphere. *Met. Monogr.*, **13**, 59-86.
WARD, W. T. and RUSSELL, J. S. (1980) : Winds in south-east Queensland and rain in Australia and their possible long-term relationship with sunspot number. *Climatic Change*, **3**, 89-104.
WRIGHT, P. B. (1974) : Temporal variations in seasonal rainfalls in southeastern Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 233-243.

(1983年10月24日受理)

地学雑誌 93-1 (1984)

黒鉱鉱床における脈状鉱の成因的意義

古宇田亮一*

Genetic Significance of Vein-type Mineralization in the Kuroko Deposits

Ryoichi KOUDA

Abstract

Veins, veinlets, and networks occur in and around stratified Kuroko deposits for which the vein-type mineralization is genetically important. It is necessary for the exhalative sedimentary hypothesis of Kuroko deposits to be accompanied by the solution-feeding pass under beneath the stratified massive ore. On the contrary, it was also necessary for the epigenetic replacement hypothesis of them to be associated the veinlets in the hanging wall. This key evidence shows that the mineralization occurs in the hanging wall of stratified massive ore, so that the massive ore itself was considered to be the result of replacement in the underground. According of the sedimentary hypothesis, it is, however, explained that the post-Kuroko mineralization took place after the time of deposition of stratified massive ore which is sedimentary.

A lot of observations in the Fukazawa Kuroko deposits, Northern Akita Prefecture, depict the various mode of occurrence of the vein-type mineralization in and around the stratified Kuroko deposits. The distributions of massive and vein-type ores are subdivided as follows:

1) Stratified massive gypsum-anhydrite-(pyrite) ore in the footwall.
2) Pyrite-quartz veins, copper-rich and zinc-poor veins, and networks of veinlets in the footwall with a strong silicification.
3) Zinc-rich veins and networks of veinlets in the footwall. They are silicified weaker with clay alteration.
4) Stratified massive pyrite ore in the bottom of the stratified sulfide bed.
5) Copper-rich and zinc-poor massive ore in the lower and upper part of the stratified sulfide beds.
6) Zinc-rich massive ore in the most part of the stratified sulfide beds. Sedimentary textures are most excessive in this mode.
7) Massive barite lens in the upper part of the stratified sulfide beds.
8) Hematite-bearing chert lens or veinlets in the hanging wall.
9) Veinlets in the hanging wall.

The boundaries between the different modes of massive ores are always clear and sharp.

The vein-type mineralizations in the footwall continue about 100 meters to 200 meters

* 地質調査所鉱床部 Mineral Deposits Department., Geological Survey of Japan

long or more to the lower part. They are divided into two main modes; copper rich and zinc-rich. Copper-rich one belongs to normal-type veins or networks of veinlets which configuration shows zonal structures and drusy pipes. Zinc-rich one is more "massive" and compact which has no zonal structure in the internal. The distributions of the two are separated into the central copper-rich and the marginal zinc-rich parts of the stratified extent. The stratified sulfide beds include some powdery ore or lenticular copper-rich veins. The powdery "intrusion" of copper-rich ore to the zinc-rich massive bed connects with lower and upper part of the massive copper-rich ore in part.

Zinc-rich fragments of massive ore and zinc-rich and copper-rich veinlets are frequently observed in the hanging wall, especially in the basaltic lava. Copper-rich fragments also occur in the hanging wall a little, but are rare in the basaltic lava and post-basaltic lava sediments.

Iron content of sphalerite in the zinc-rich ore is generally low of the content ranging 0 to 2 molecular percent. It is possible that a part of the zinc-rich veins in the footwall is a result of the downward movement from the stratified sulfide to fill cracks below the sea floor. The hanging wall basaltic lava effectively covered or sealed on the stratified sulfide beds which were on the way to consolidation. The present features of Kuroko deposits were possively achieved after the time of the basaltic lava activities. Before the real formation of Kuroko deposits, metal-bearing solutions filled up the pore spaces in the proto-Kuroko sediments and the country rocks. The solutions were moving up and down or right and left during the Kuroko-forming process to generate the secondary over growth of sulfide because of the continual heat supply by an active cauldron volcanism. The over growth and matrix filling textures of sphalerite are the best example.

I. 学説の系譜

我国を代表する重金属鉱床の一つとして，黒鉱鉱床は長く広範囲に研究されてきた。1880年頃から1960年代中頃までの黒鉱成因論史は杉本・五十嵐（1964）に，地球化学を含む体系的解説は渡辺（1973）に，各鉱床に分けた研究史は大島（1983）に詳述されている。黒鉱鉱床研究の草創期に果たした本誌・地学雑誌の役割は極めて大きかった（三浦　1882，中島　1892，1894，1895）。数ある鉱床の内で黒鉱鉱床ほど成因説に迂余曲折があるものはない。そこで諸説をまとめて小論の目的に結ぶことは，無益ではなかろう。

1）堆積説

黒鉱鉱床は銅・鉛・亜鉛を主とした塊状硫化物鉱床である。副産物の金・銀・ガリウムも資源的に重要で，多種類の重金属を含む。主要部が層状をなす，地層に並行する鉱石であり，層状鉱という。また地層を切断する鉱石もあり，脈状鉱という。

黒鉱鉱床は，まず堆積岩中の鉱層と認識された（中島　1894，辻元・福地　1904）。その後大橋（1919）が海底温泉による鉱床堆積説を提案し，交代説（後述）と論争した。渡辺（1959），堀越（1960）らにより層状鉱床の堆積説が確立，現在まで基本的には継承されている。

堆積説は層状鉱が堆積構造を示すこと，中新世西黒沢階の特定の地層に限定されること（黒鉱層準）を証拠とする。堆積説でも脈状鉱は交代又は裂罅充填鉱床の一種と考える。一般的見解をまとめよう。数百度Cの熱水が地下から上昇して海底に湧出・噴出し，層状の塊状鉱を堆積する。熱水の通路に沈積した鉱石が脈状鉱になる。層状鉱の上に重なる上位の地層（上盤ともいう）の堆積後も弱い熱水鉱化作用が続いて上位の脈状鉱を作る。熱水活動は鉱床周囲の岩石の変質を促し，鉱床を包む変質ハローを形成する。こ

れは鉱床探査上の良い指標になる。と，まとめられよう。

最近発見されている深海底の熱水重金属鉱床では，海底で熱水が噴出し重金属硫化物が堆積している（湯浅 1983)。これと同様な過程が過去にあるなら，現在の海底重金属の生成状況を観察すれば，過去の黒鉱鉱床の成因がわかるだろう。これは HUTTON 流の斉一説的見方である。もし CUVIER 流天変地異説を考慮したらどうなるか。「熱水」の仮定を除き，代わりに定常的海洋地球化学サイクルに異変が生じたとする。この観点で梶原（1983a, b, c）の黒鉱一石油同源説が展開された。これは海水中の生体物質の大量沈積を黒鉱と石油の源とする。石油の基になる生体有機物は，同時に重金属も含む。中新生の日本列島海洋系に黒潮・親潮邂逅で酸化的と還元的の成層水系が生じる。石油地域の重金属有機堆積物は埋没速度が速いので根源岩（泥質岩）となる。黒鉱鉱床地域では埋没速度が遅く，海底で続成化学分化作用（梶原・平山 1983）が起き黒鉱鉱床化する。原生代の縞状鉄鉱層など巨大堆積鉱床が海洋水の地球化学的異変（酸素の増加）を前提に堆積したことも示唆的事例である。この場合，脈状鉱は層状鉱形成後に全て形成されてよい。一方，現在の海底重金属鉱床との関係は明瞭でなくなる。現在の海底重金属堆積物は黒鉱鉱床との相似もあるが，紅海型の蒸発岩や，海嶺型の下位玄武岩などの相異も大きい。斉一説でみても，別の型の鉱床にしておかしくはない。

しかし，以上は海底に重金属が堆積して鉱床が形成されたとする点では，全て見方が共通している。異なるのは脈状鉱に対する認識の仕方である。

2) 交代説

堆積説に反し，1910 年代から1950年代の半世紀間は，層状鉱を含む黒鉱鉱床全体が地層を交代したものとする見方が有力だった。現在支持者が少なくなったとは言え，貴重な記載には見るべきものが多い。その最後期の木下（1961）を検討しよう。交代説で重要な点は，層状鉱体が帽岩の下で水平的広がりをもつこと，立体的塊状鉱体もあること，帽岩中にも脈状鉱が見られることにある。泥岩の下に層状鉱が存在する事実から，泥質岩のように透水性の低い帽岩が地下から上昇する鉱液をさえぎり火砕岩や泥質岩が交代され塊状鉱が生成された。層状を示すのは交代前の原岩の形に規制されるためで，堆積構造も交代によるレリックと主張する。層状鉱上位の脈状鉱について比較すると，堆積説では主鉱層堆積後の弱い鉱化作用と考える。交代説では主要鉱化作用の時期に帽岩を一部貫くもので，交代説の主要な証拠とみる。これに立脚し，種々の溶液化学的成因論が展開された[1]。当時，有力であったのは，低温アルカリ溶液交代説である。1960年代以後，鉱床生成温度推定法が発達して高温溶液説が圧倒的位置を占め[2]，低温溶液説が交代説もろとも主張されなくなった。交代説は詳細な産状記載，特に脈状鉱の記載がありながら，合理的な生成機構を遂に提出しえなかったため，現在かえりみられなくなっている。

3) 続成説

続成説による層状鉱成因論は我国でもなじみがうすい。BROWN（1980）によれば，中央アフリカの銅帯，英～独にまたがる含銅頁岩層，北米東部の White Pine 鉱床など苦灰岩中にみられる鉱層が代表例である。まず，硫化鉄が堆積又は続成的に堆積物中に生成された。次いで続成～変成段階に鉛・亜鉛鉱液が硫化鉄を交代し，更に銅鉱液が交代する。これは硫黄との結合の弱～強へ向かう交代である。よって下位に銅の多い硫化物層ができ，上位に鉛・亜鉛，その上に硫化鉄層がのる。この説では脈状鉱に対する詳しい記載が少ない点で前述の交代説に劣る。代わりに溶液化学と顕微鏡観察が主となる。黒鉱鉱床はより新しい層状鉱床のため，これと比較することに意味があろう。又，黒鉱堆積物の続成（水抜け）については最近論じられた（菅原他 1982 a, b)。しかし，これは堆積物の続成であり，BROWN（1980）などの諸説とは次元が異なる。堆積説に入る。

4) 脈状鉱の位相

脈状鉱は黒鉱鉱床の成因にとって重要である。脈状鉱は層状鉱の下位にある主要な部分（珪鉱帯とも言う）と，上位の“弱鉱化帯”（太田垣 1966）がある。下位脈状鉱の解明は進んでいる（KAJIWARA

1970，河辺・増渕　1975，浜井　1983)。熱水の通路に生じたとみるのが一般的だが，一部が堆積成とする見解もある（佐藤　1968)。母岩の凝灰角礫岩と共に鉱石が堆積すれば，一見脈状の基質鉱石も生じよう。また，層状鉱中に熔岩が混入した産状が，深沢鉱床で観察された(佐藤他　1979)。この場合，層状鉱でも一部脈状になる。小論では更に層状鉱内外に隣接する“脈状”の例を報告して，黒鉱鉱床における脈状鉱の全体像を示そう。その形態的観察を軸に，鉱物的・化学的性質も合わせて，脈状鉱の成因を考察する。

II.　深沢鉱床の探究

1)　地質層序と構造

小論では一つの代表的な鉱床を例にする。深沢鉱床は秋田県北部の大館市にあり，大館駅から東南東約12km に位置する。山中の地表に露頭がまったくない潜頭層状鉱床である。ただし，脈状鉱は地表にも少し存在する。全山トラックレス採鉱法のため地下坑道の観察が詳細かつ立体的に可能である。開山以来10年，既採掘量約200万トンで，総粗鉱量500万トンの中規模黒鉱鉱床である。平均品位は Au 0.6g/t，Ag 98 g/t，Cu 1.10%，Pb 2.90%，Zn 10.5%（谷村・山田　1981)，で他に多量の $BaSO_4$ を産する。

深沢鉱床の地質概況はいくつか報告された（谷村他　1972，TANIMURA et al. 1974，伊藤・大森 1975，石川他　1976，佐藤他　1979，伊達・渡辺　1979，伊達他　1979，山田・橋口　1982)。周辺の地質層序研究史は古宇田（1983b）に略述した。鉱床近傍の層序を Table 1 に示す。

①大谷層（門前階相当）

地表露出はなく，試錐の一部で見つかった。安山岩質凝灰角礫岩に比定され，大館周辺地域の最下層に対比される。

②大葛層（西黒沢階相当）

下部は“モヤモヤ”(神原他　1983）と呼ぶ特徴的な石英安山岩質熔岩―角礫岩―凝灰岩からなる（Moyamoya Dacitic Hyaloclastite を省略し，以下 MDH とする)。海底の珪長質熔岩流による一連の産物で，各単位 MDH の連続性は悪く，1 km を超えない。各単位 MDH の識別が試錐のみでは困難なため，従来は一括して一つの地層に扱われた。部分的に玄武岩質熔岩―角礫岩―凝灰岩や頁岩を伴う。MDH の上位に級化構造を部分的に伴う凝灰角礫岩，火山礫凝灰岩，細粒凝灰岩，頁岩が堆積する。深沢鉱床の層状鉱は，火山礫凝灰岩の上位，頁岩・細粒凝灰岩を主とする中に出現する。下位脈状鉱は，この上部の岩相

Table 1　Stratigraphical table in the vicinity of the Fukazawa deposits

AGE	STAGE (Oga peninsula)	FORMATION	LITHOFACIES	SYMBOLS
MIOCENE	Onnagawa	Otaki	Tonalite	OQD
		(>600m)	Dacite and andesite	DAC2, AND2
			Pumiceous tuff	PTF
			Turbidite	TFB7
			Dacitic lava and tuff breccia	TFB6
			Basaltic lava and tuff, dacitic tuff breccia, and shale	TFB5
	Nishikurosawa	Okuzo	Shale, tuff, and Kuroko	TFB4
		(300～1000m)	Dacitic lava and tuff	DAC1, TFB3
			Tuff and shale	TFB2
			Basaltic lava and tuff and dacitic tuff	BST1
	Monzen	Oya (>100m)	Andesitic tuff breccia	ANB

と，下部 MDH 中に分布する。上部頁岩の層状鉱より上位のものは従来 M2と称された（古宇田 1983b）。

③大滝層（女川階相当）

珪質頁岩礫を多量に含む珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩と玄武岩質熔岩・凝灰岩が下部層を構成する。前者はこの地域でもっとも広範囲な連続性が確かめられており（藤井・平山 1967），鍵層として有効である。後者の玄武岩は，その上部で枕状熔岩構造を部分的に示し，下部は下位の頁岩・凝灰岩・層状黒鉱を削剥したり，一部貫入又は混合した構造を示す。

以上の上位に M1と呼ぶ一部タービダイト的な頁岩を主とする層が分布する。その上位には珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩とタービダイト及びその互層が堆積する。この中に珪長質貫入岩がシル又はダイク状に頻出する。層状鉱床より上位の脈状鉱は，層状鉱床直上からこの最上部層，更には貫入岩の中に分布する。深沢鉱床直上の地表露頭では，層状鉱床より200m 以上の距離があるのに，層状鉱床直上とよく似た閃亜鉛鉱脈・黄鉄鉱脈が観察された。なお，深沢鉱床の西方約 1 km ほどに，深沢鉱床群全体の分布に並走する鉱脈鉱床群が分布する。その母岩は大滝層上部であり，上位の脈状鉱との関連で興味深い。銅・鉄硫化物を主とする。

地表でみる地質構造はゆるく褶曲しつつも概ね水平的な地層である。大きな地層の乱れは見られない。しかし，貫入岩の周辺では地層が垂直に近く傾斜したり（西南方，石の沢沿い）複雑な様相を示す。

2) **鉱石の分類と分布**（古宇田 1976）

これから先は深沢鉱床群中最大の角掛沢鉱体とその周辺鉱体を主に記載する。黒鉱鉱床は含まれる主要鉱物によって，石膏鉱・珪鉱・硫化鉱・黄鉱・黒鉱・重晶石鉱・鉄石英などと呼ばれる特徴的分帯を示す。これは概ね下から上に向く分帯で，堆積説では時間的順序と考えることが多かった。

①石膏鉱

石膏と硬石膏の研究史は鹿園（1983）に詳しく，参照されたい。一般的には層状黒鉱の下部か側方に分布し，しばしば黒鉱量より大容量である。深沢鉱床では，他ほど巨大量は認められない。層状鉱直下又は少し間隔をあけて塊状石膏・硬石膏の上位層（厚さ約10m まで）と，やや薄い中位層，及びより厚い下位層がある。採鉱対象ではないため，上位層以外は試錐による確認しかできない。分布周辺で塊そのものが小規模化して径数 cm 程度になり，泥岩又は泥質凝灰岩（合わせて泥質岩）中の散点的産状を示し，層厚も薄くなる。層厚の厚い所で 8 割以上が塊状石膏・硬石膏になる。脈状石膏・硬石膏もある。

②黄鉱質下位脈状鉱（Fig. 1）

一般に目視できるほどの銅硫化物を含み，硫化物として鉄以外が他にほとんどない鉱石を黄鉱とよぶ[3]。銅・鉄質硫化物の下位脈状鉱（現場名：黄鉱質珪鉱）は，層状鉱床の下方垂直に100m くらいまで分布が確認されている。その下に赤鉄鉱・石英脈や黄鉄鉱・石英脈，閃亜鉛鉱・石英脈がごくわずか，大谷層の中まで500m 以上続くようであるが詳しい分布は確認できない。黄鉱質脈状鉱は分布の中ほどに幅数10cm の裂罅充塡脈のあることが特徴である。分布の上部（つまり層状鉱直下）で珪化が著しく珪鉱と呼ばれる[4]。珪化帯の母岩は凝灰角礫岩〜火山礫凝灰岩のレリックを残すが，一部には泥質岩とせざるを得ぬ地層もある。

③黒鉱質下位脈状鉱（Fig. 2）

目視できるほどの亜鉛硫化物を含み，他に鉛・銅・鉄硫化物を含み，又は含まぬ鉱石を黒鉱と呼ぶ[3]。層状鉱の下方200m 下まで黒鉱質下位脈状鉱下部の主要な分布が確認されている。母岩は火砕岩か頁岩で，黄鉱質下位脈状鉱と分布が重なる場所で珪化の強いものがある。主要部では粘土化変質が多く，強珪化は一般的でない。層状鉱直下にも分布する。層状鉱の分布の縁辺部に主要部が存在する。下位脈状鉱は一般に石英質であるが，黒鉱質の場合は一部に重晶石を含む。

④硫化鉱

目視できるほどの銅・鉛・亜鉛硫化物を含まず，硫化鉄を主とする鉱石を硫化鉱と呼ぶ。硫化鉱の脈状

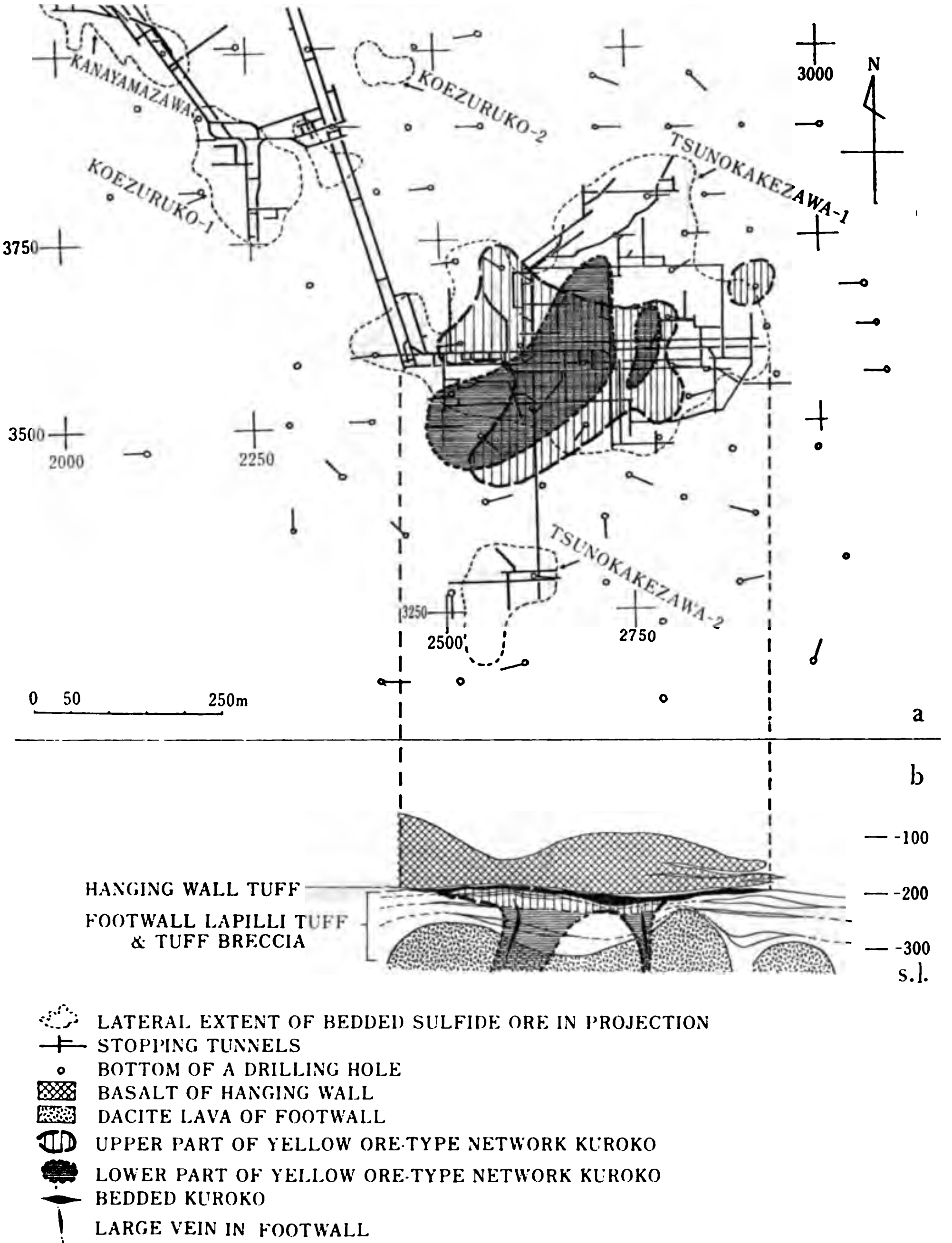


Fig. 1 Distribution of copper-rich and zinc-poor veins and networks of veinlets in the footwall of the Tsunokakezawa ore body

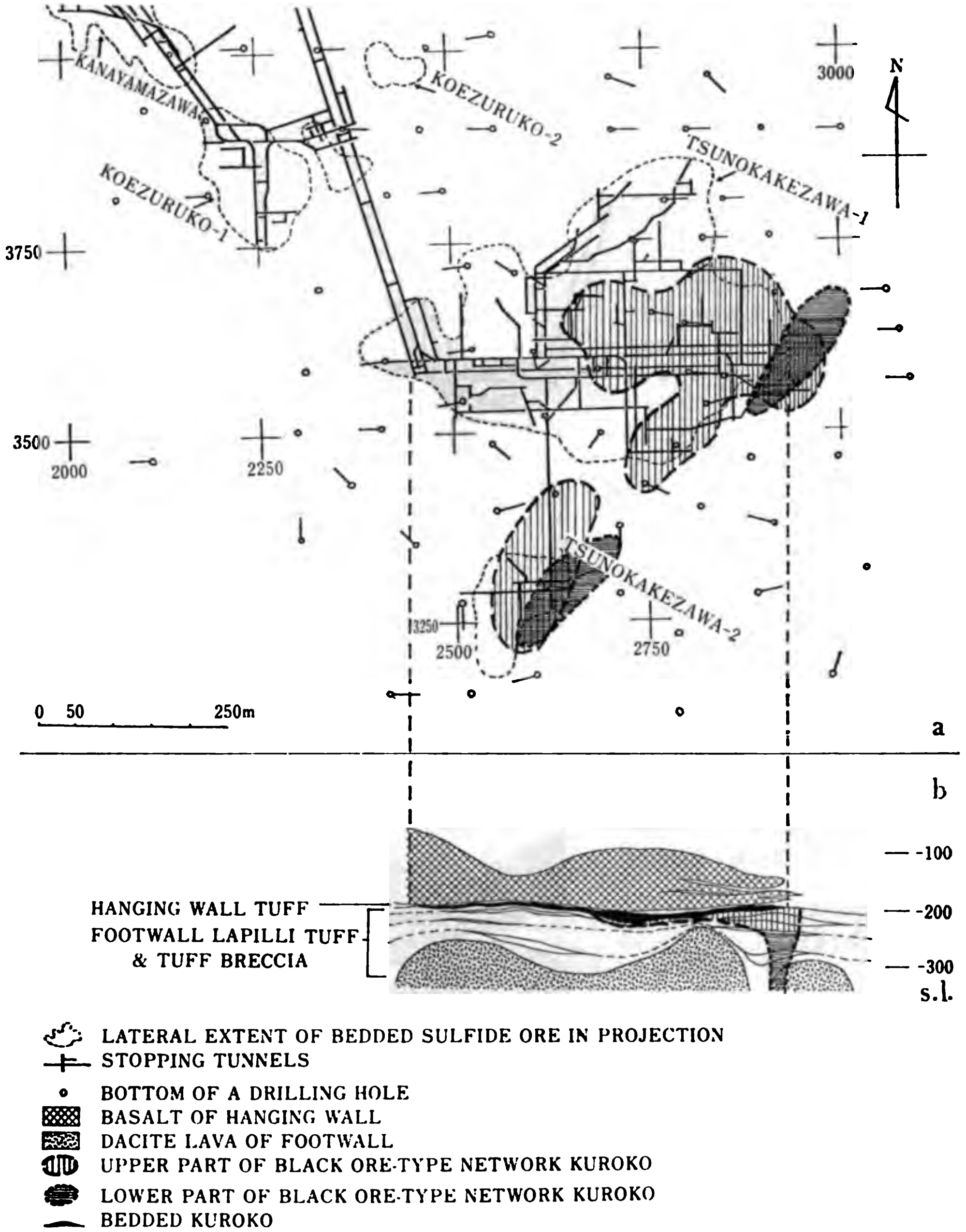


Fig. 2 Distribution of zinc-rich veins and networks of veinlets in the footwall of the Tsunokakezawa ore body

鉱は分布が広く，層状鉱の範囲を超える。上・下位双方に分布する。層位的には次の黄鉱より下位又は同位にある。

⑤黄鉱

塊状硫化鉱と合わせて塊状黄鉱の分布をみると，ほぼ下位黄鉱質脈状鉱の分布範囲に概ね一致する。これら塊状鉱は全体に層状に近く，一部堆積構造も示す。層状鉱床全体の分布の内部中心付近に分布する。層状黒鉱に対してその下位にあるものと，上位にあるもの，及び層状黒鉱を貫くものの三様があり，各々部分的に連続する。これには粉状鉱と呼ぶ細～粗粒で固結していないものを伴うことが多い。径数 cm 以上の自形黄鉄鉱が多量に集合した多孔質でやや固結した特異なものも出現する。黄鉱中には時々パイプ状晶洞が存在し，径15cm 程のパイプ内に黄銅鉱巨晶がヤリぶすまのように突き出る例がある。その黄銅鉱の特定の面を石英晶が被覆する。一般には下方を被覆することが多い。

⑥黒鉱

単純に黒鉱と言う時，層状の塊状黒鉱であることが多い。Figs. 1, 2の分布図にその範囲を示す。塊状鉱には緻密で固い高品位鉱から凝灰岩や頁岩中にまばらに散在する鉱染状のものまで各種存在する。堆積構造を示す縞状の鉱石や団塊状，ノジュール状の塊状鉱もあり，形態的には様々である（別稿で詳述したい）。どの鉱物種も 1 μ オーダーの細粒から数cm を超す巨晶まで様々である。

銅硫化物，特に黄銅鉱の多いものを半黒鉱と称することがある。従来，黄鉱・半黒鉱・黒鉱は漸移関係にあり，互いの境界は明瞭でないと考えられたこともある。しかし，深沢鉱床では層状鉱の硫化鉱・黄鉱・半黒鉱・各種黒鉱，及び次に述べる重晶石鉱との境は，詳細に観察すると，すべてシャープな境界である[6]。これは伊藤・大森（1975）などにも記載されている。小論では，黒鉱鉱床一般にも適用しうることを強調したい（菅原他　1982a, b の釈迦内鉱床の例など）。ただし，層状鉱全体の概略は角掛沢鉱体で厚さ10m 以下，東西約600m 南北約400m の薄いレンズ状鉱体であり，複雑な内部構造を分布図のスケールで示すことは難かしい。

⑦重晶石鉱

概ね 8 割以上重晶石を含む塊状鉱を重晶石鉱とする。重晶石（$BaSO_4$）は層状の塊状黒鉱の主要構成鉱物でもある。部分的には硬石膏か石英が多くなり，重晶石の少ない黒鉱もある。この量比は日本の各黒鉱鉱床で各々異なる。塊状重晶石鉱はシャープな境界に囲まれレンズ状が多い。連続性が100m を超えるものは見られない。灰色のものと赤色のものとが各々異なるレンズ状塊として識別できる。一部に苦灰石球を含む。

⑧鉄石英帯

赤鉄鉱を含むために赤いチャート状レンズや脈を鉄石英と呼ぶ。古遠部鉱床では一部塊状黒鉱と互層することもある（田中・盧　1969）。深沢鉱床では層状鉱上位の大葛層苦鉄質・珪長質凝灰岩や大滝層玄武岩熔岩下部に小規模に散在するのみである（伊藤・大森　1975）。小坂鉱山などで有孔虫化石が見つかっている（石川　1964）。黒鉱鉱床の一つの指標と見られている。

⑨上位脈状鉱

上位脈状鉱は特に大滝層玄武岩熔岩中でよく見られる。下位脈状鉱に似たり，黄銅鉱のみからなる脈状鉱がある。又，黒鉱質で方解石も含むものが多く，赤鉄鉱など層状鉱に一般的でない鉱物を多く含むもの，母岩中に拡散した鉱染様の脈となっているものなど種類も豊富である。このうち層状黒鉱を貫くのは，単なる石膏や重晶石脈であることが多い。下位脈状鉱と明らかに連続しているものはまれであり，あるとしても，上位の連続性が欠けるもののみである。

3)　脈状鉱の形態（古宇田　1983）

①黄鉱質下位脈状鉱の形態

硫化鉄と石英のみからなる脈状鉱は，銅・鉛・亜鉛等の少ない不毛鉱脈で，裂罅充填のものと珪長質熔岩中に樹枝葉状に浸出した形態をなすものが多い。これに対して銅がより多くなる黄鉱質鉱脈は，普通の裂罅充填鉱脈で一部に晶洞を伴う。黄銅鉱や石英の巨晶がある。下部で硫化鉄脈に移化すると見られるところ

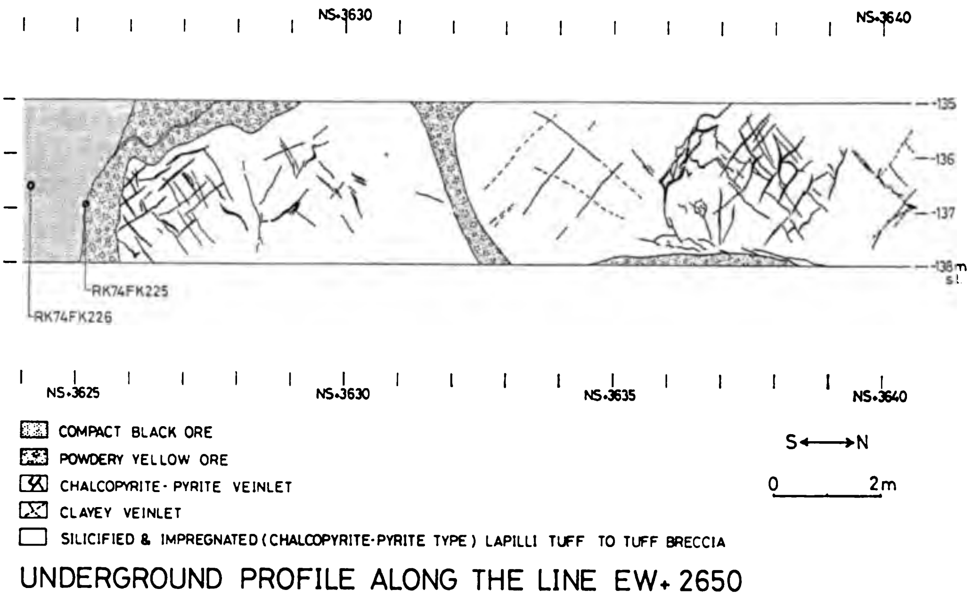


Fig. 3 Mode of occurrence of the copper-rich and zinc-poor veins and networks of veinlets in the footwall just below the stratified sulfide bed which is compact
The funnel shaped vein is composed of powdery ore. This type of figures is the sketch map of cutting wall face in the underground tunnels. The numbers, like as RK74FK226, are of the samples collected.

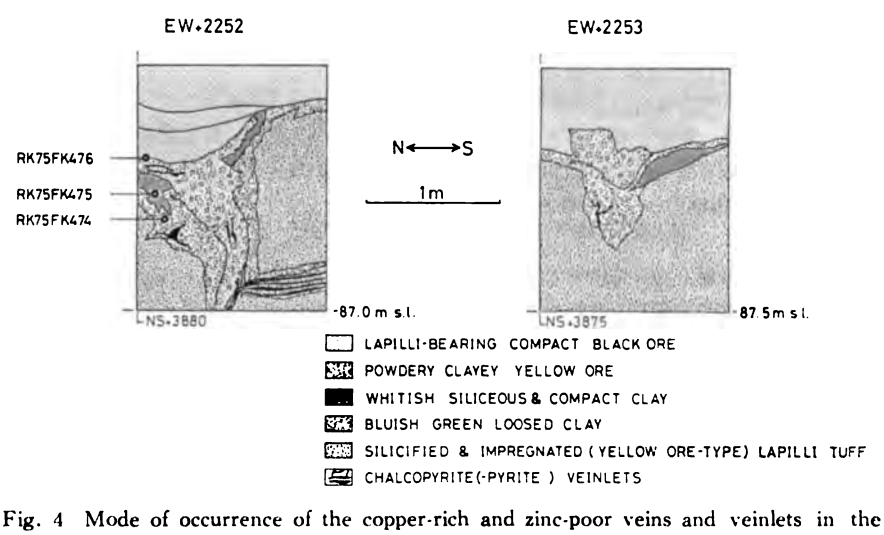


Fig. 4 Mode of occurrence of the copper-rich and zinc-poor veins and veinlets in the powdery clayey ore

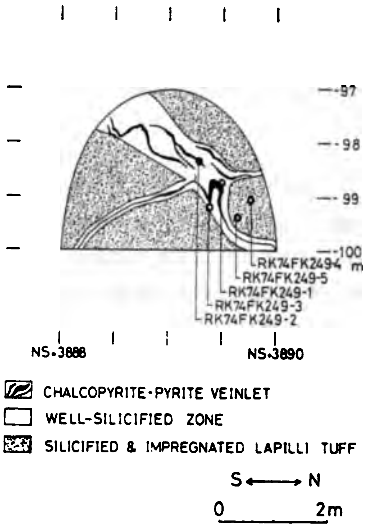


Fig. 5 Mode of occurrence of the copper-rich and zinc-poor veins and veinlets in the strongly silicified zone in the footwall

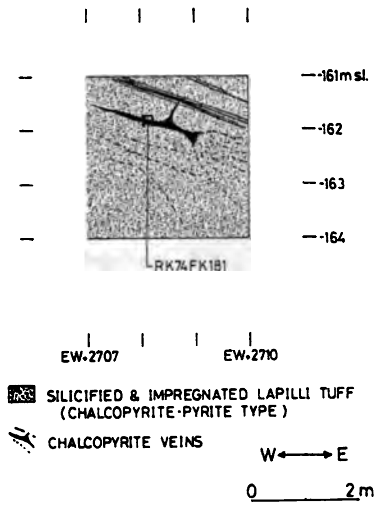


Fig. 6 Mode of occurrence of the copper-rich and zinc-poor veins and veinlets in the strongly silicified zone in the footwall
The veins are partly concordant to the relict stratifications.

がある。上部で珪化が強く形態的にも複雑である。鉱物は石英と黄銅鉱が主で，黄鉄鉱と閃亜鉛鉱が出没する。Fig. 3は層状黒鉱下位の上部珪鉱の一般的傾向を示す。網状脈性が強く鉱石は緻密に詰まる。しかし粉状鉱として示した部分は石英が少なく鉱石は粉状で崩れ易い。一部に層状黒鉱を貫く粉状鉱もある。Fig. 4は層状の含火山礫緻密質塊状黒鉱の下位における粉状鉱と主として黄銅鉱から成る下位脈状鉱のスケッチである。粉状鉱は一部に高品質の黄銅鉱脈を含み，かつ緑泥石・絹雲母を伴う。付近にやや珪化した火山礫凝灰岩中の黄鉱質脈の産状があり，母岩が粘土帯の角礫構造をもつ部分もあるが，一括して珪鉱とする[7]。Figs. 5, 6は角掛沢鉱体中心部付近の層状鉱より，やや下がった強珪化帯の中の黄銅鉱脈の産状である。石英脈中のレンズ状孔隙を埋める脈や，原岩の堆積構造の一部を残して層理に並走するものが見られる。

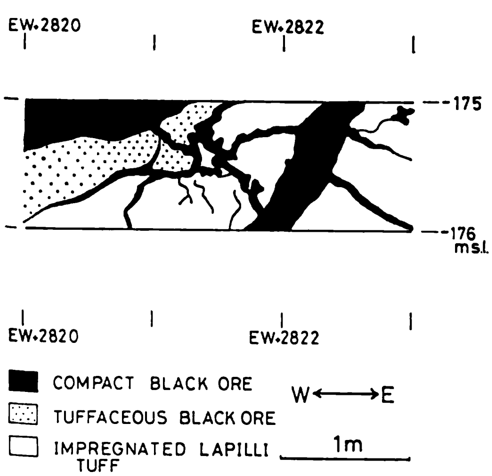


Fig. 7 Mode of occurrence of the zinc-rich veins and networks of veinlets in the footwall

②黒鉱質下位脈状鉱の形態

黒鉱質下位脈状鉱は Fig. 7に見られるようにその上部で層理と並行に近く走ったり，層状の緻密質黒鉱と連続する部分が散見される。下部では不規則な網状脈となり，一部に黄鉱質下位脈状鉱も伴う。形態として，黄鉱質と黒鉱質の脈が連続するかにみえるところもある。黄鉱質下位網状脈の分布域では，概して黒鉱質と黄鉱質が分かれてそれぞれ存在する。両者の混在する所の時間的前後関係は複雑で，互いに切断し合うと言わざるを得ない。

③層状鉱床における脈状鉱の形態

これは大部分が黄鉱質脈か，石膏・硬石膏脈である。石膏を主とした脈は単純で，割れ目を充填する。黄鉱質脈はいろいろあり，segregation 的な網状～レンズ状黄銅鉱脈（Figs. 8, 9）や黒鉱を明瞭に抜く粉状鉱を主としたもの，黄鉱中のパイプ状晶洞などが主な形態である。層状鉱床に石英安山岩脈が小～大規模に貫入したり，層状黒鉱の直上で縞状熔岩として流れた所が観察されたが，この火成活動と特に強い相関は見られない。

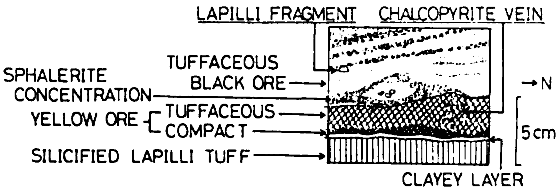


Fig. 8 Mode of occurrence of the massive compact and powdery copper-rich and zinc-poor ore just below the bedded zinc-rich ores

④上位脈状鉱の形態

これも種々の形態の概略を示す。層状鉱上位の地層には場所により脈状鉱が多い。Fig. 10は大滝層玄武岩中の幅約25cm 程度のレンズ状に伸びる脈である。この種の脈状鉱には，石膏脈，硫化鉄脈，黄鉱質脈，黒鉱質脈，重晶石脈，鉄石英脈，石英脈，方解石脈など各種ある。このうち黄銅鉱・

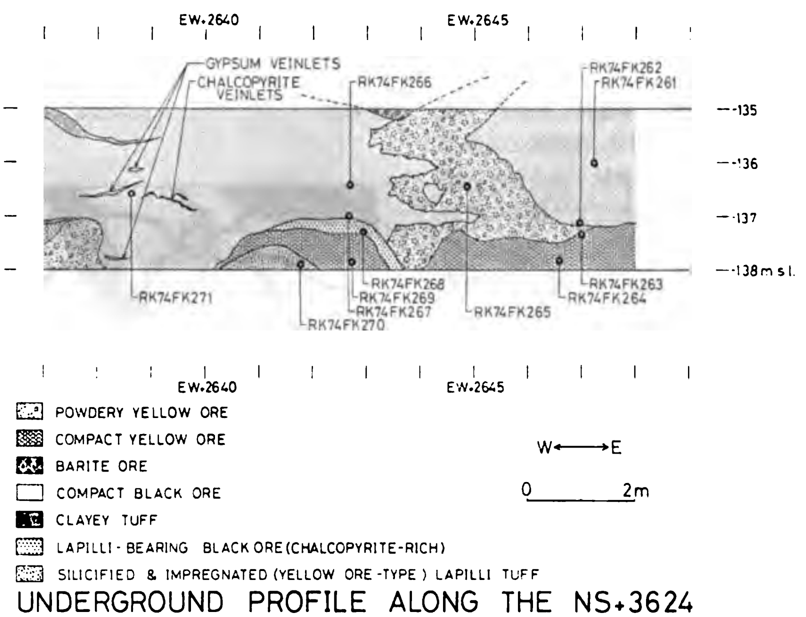


Fig. 9 Mode of occurrence of the massive compact and powdery copper-rich and zinc-poor ore "intruding" into the massive compact zinc-rich ore
Lenticular chalcopyrite veinlets are also in the zinc-rich ore.

黄鉄鉱の脈は Fig. 11 に示すように，層状の塊状鉱石の上位に，一部断層を伴いつつ，レンズ状脈として存在する。大滝層玄武岩熔岩中には，黒鉱質脈などと共に，塊状黒鉱礫も場所により頻繁である。その上の大滝層凝灰角礫岩・頁岩中には石英脈と黒鉱質脈が散見される程度である。大滝層上部に黄鉱質脈は存在するが極めてまれである。

III. 鉱物と化学組成による比較

1) 鉱物組成による比較（古宇田，1976）

黄鉱質脈は形態が豊富なるも鉱物組成は単純な事が多い。これと対照的に黒鉱質脈は複雑な組成を示す。Fig. 12 は角掛沢鉱体の外の黒鉱質下位脈状鉱を鉛直に約200m 区間貫いた試錐の鉱物組成と閃亜鉛鉱中の鉄含有量（FeS モル濃度）である。一方，Fig. 13は層状鉱と下位脈状鉱，Fig. 14 はそれに上位層も含む異なる場所の産状の鉱物組合わせといくつかの EPMA 測定結果である。黒鉱質脈状鉱と層状の黒鉱質塊状鉱の重金属硫化鉱物の組成は，大きな違いがみられない。重金属硫化物は閃亜鉛鉱を必ず伴い，方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱は無いこともあるが概ね伴う。斑銅鉱や四面銅鉱．銀鉱物などが出没する。

Fig. 12では脈状鉱の最上部に層状黒鉱を欠くため一つの



Fig. 10 Photograph of a zinc-rich veins in the bottom part of the hanging wall basalt
The width of the vein is about 25 cm. A bar in the Figure indicates 10 cm.

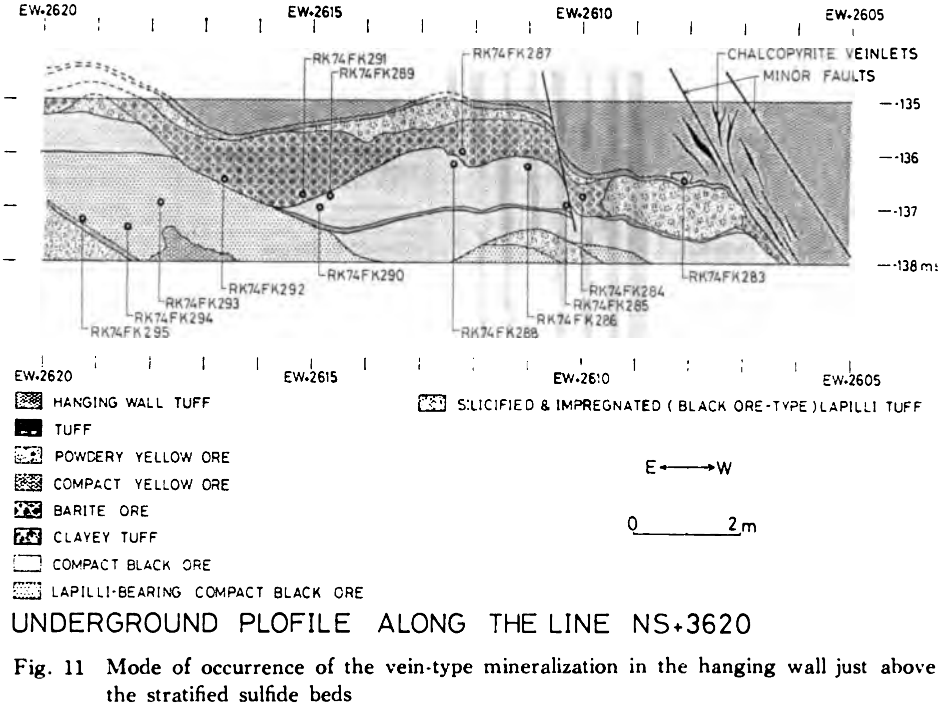
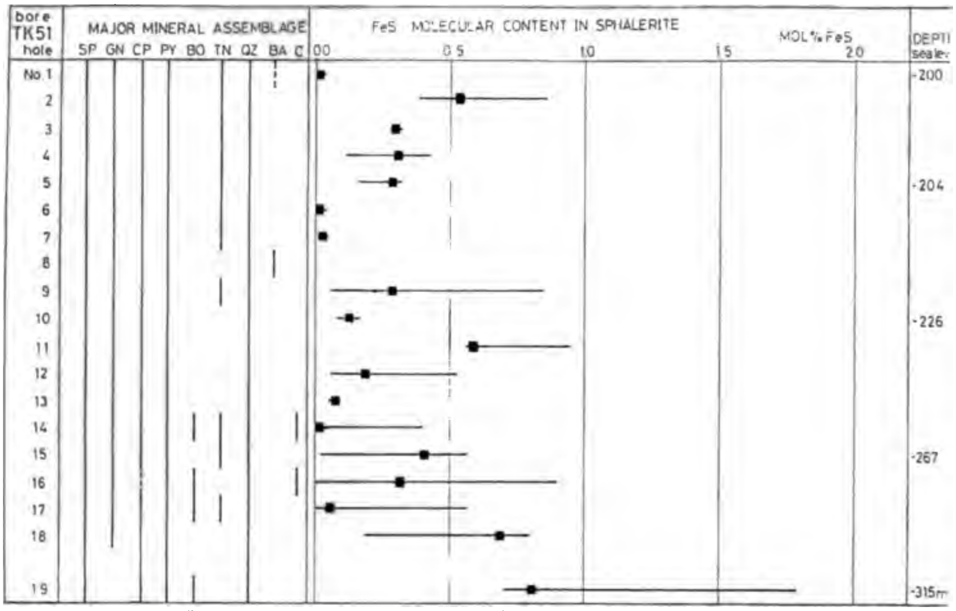


Fig. 11 Mode of occurrence of the vein-type mineralization in the hanging wall just above the stratified sulfide beds



SP=SPHALERITE, GN=GALENA, CP=CHALCOPYRITE, PY=PYRITE, BO=BORNITE, TN=TETRAHEDRITE-TENNATITE, QZ=QUARTZ, BA=BARITE, C=CHALCOCITE and/or COVELLINE

Fig. 12 The composition of main minerals and the iron content of sphalerite in the zinc-rich veins and networks of veinlets in the footwall
Horizontal bar: the range of maximum and minimum values of the iron content for each sample which is prepared as double-polished thin sections and measured in the area of 4 centimeters square by a lot of line-scanning of EPMA. Solid quadrangle: the most frequent value.

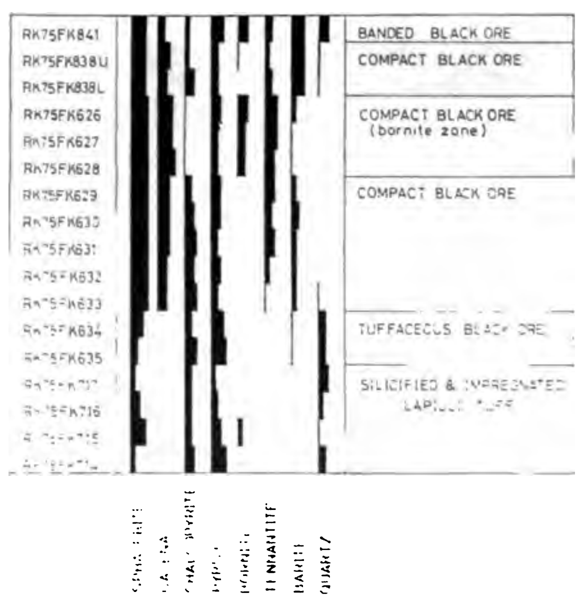


Fig. 13 Assemblage of main constituent minerals of a stratified zinc-rich sulfide bed with the footwall

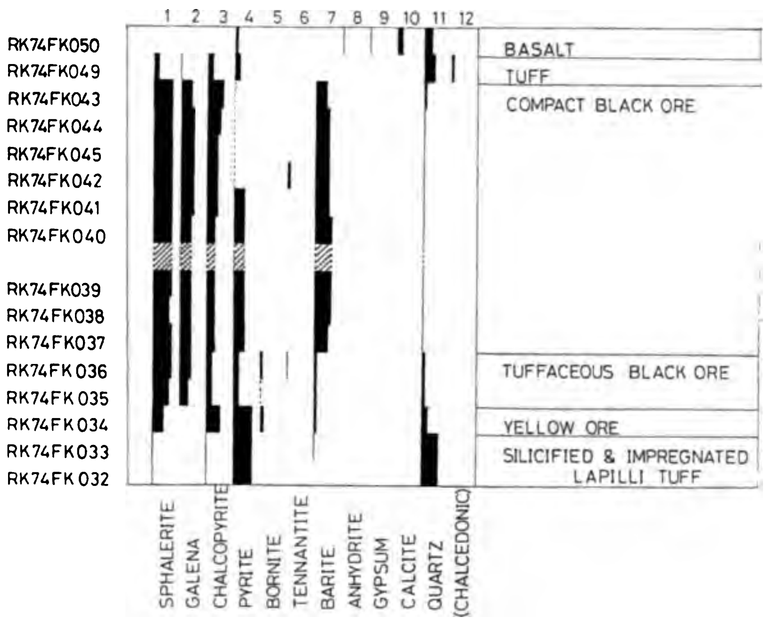


Fig. 14 Assemblage of main constituent minerals of a stratified zinc-rich sulfide bed with the hanging wall

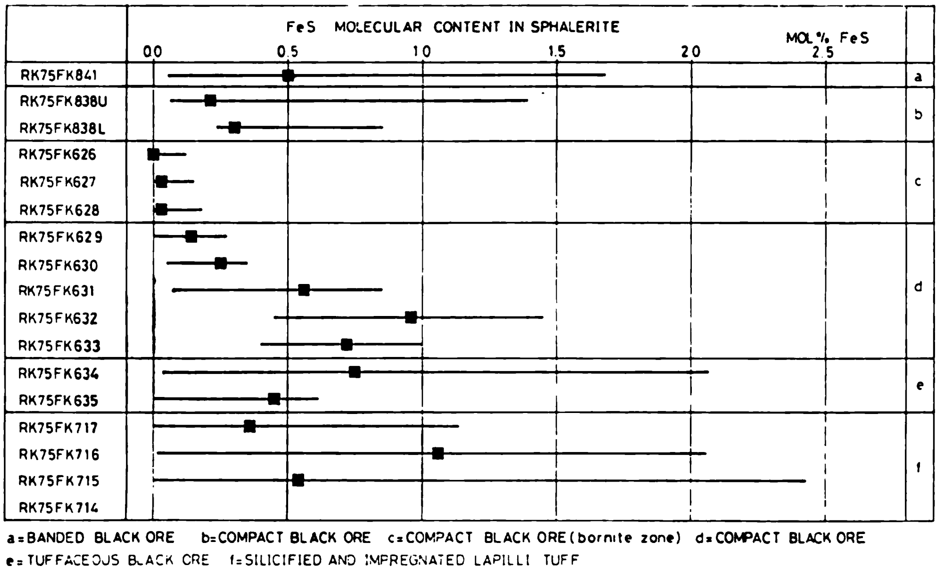


Fig. 15 Iron content of sphalerite for the Fig. 13 (See the caption of the Fig. 12)

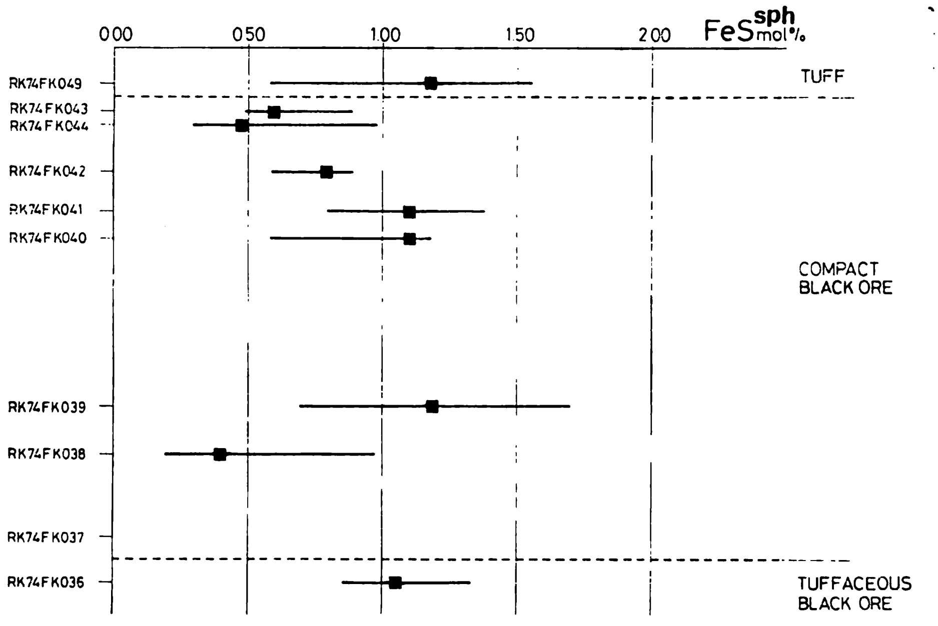


Fig. 16 Iron content of sphalerite for the Fig. 14 (See the caption of the Fig. 12)

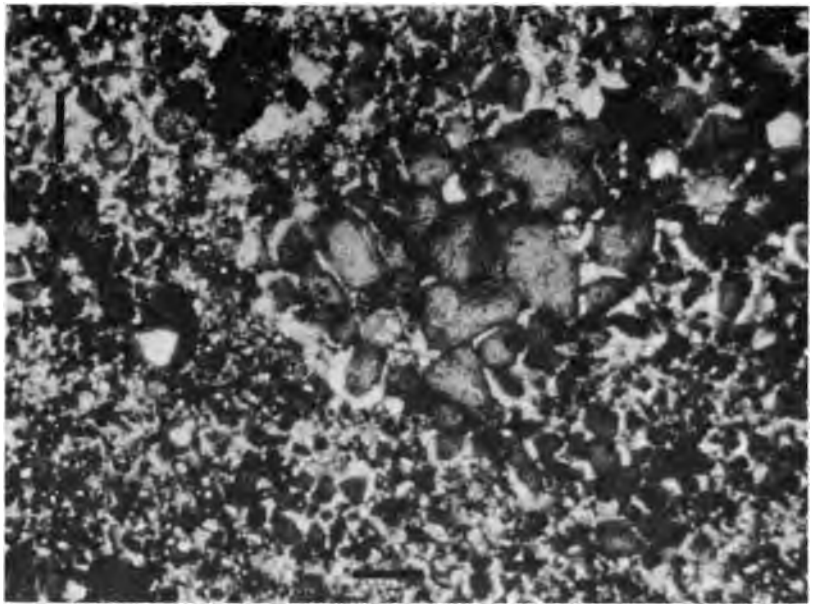


Fig. 17 Photomicrograph of the sphalerite filling the pore space with over growth Most of all grains are sphalerite. A bar in the figure indicates 0.1 milimeter.

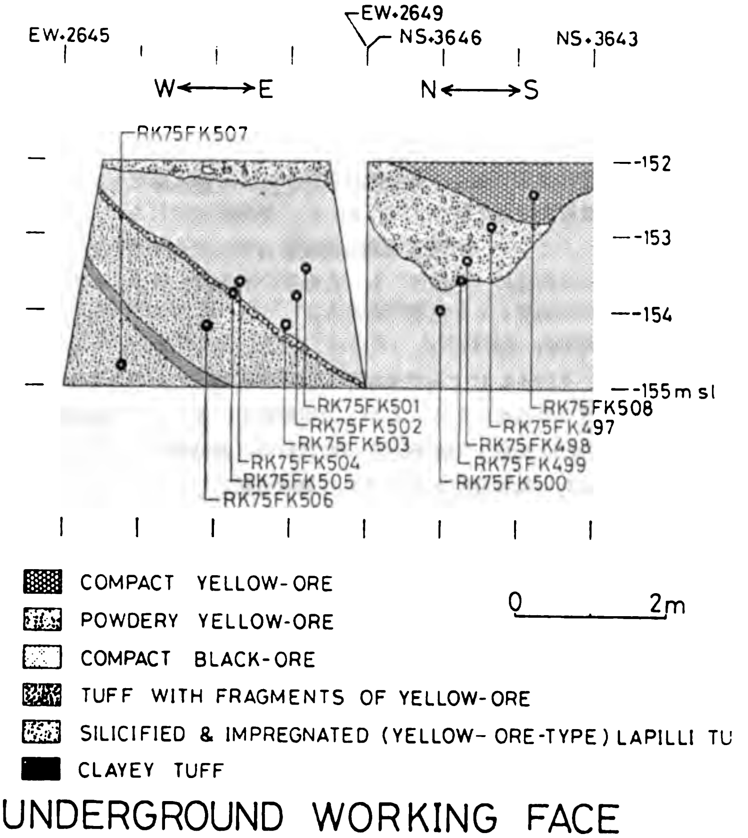


Fig. 18 Sketch map of the cutting wall face in a underground tunnel where massive and powdery copper-rich and zinc-poor ores are found in the lower and upper parts of the stratified bed
The samples numbered were used for the hardness measurement.

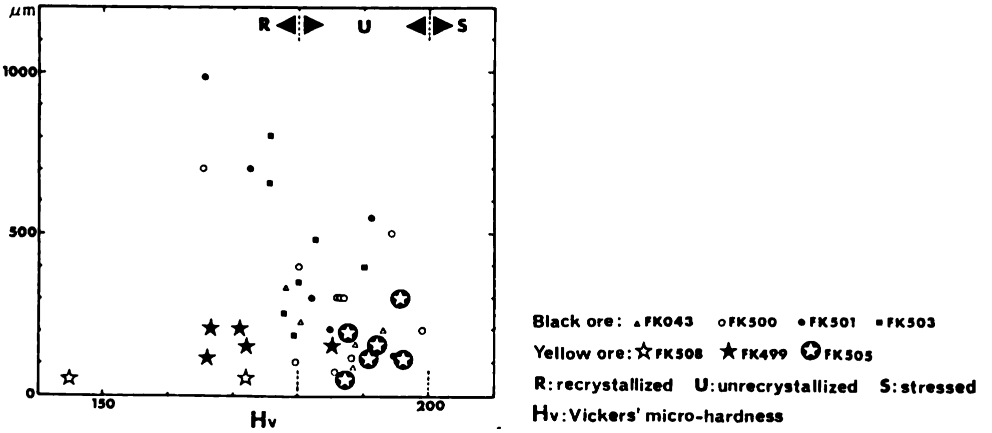


Fig. 19 Cross plot of the micro-hardness and apparent grain size in the microscope

試錐岩芯連続試料による比較ができない。この他，下位脈状鉱が数 cm を超える幅の脈のある所における例では，方鉛鉱も四面銅鉱も層状鉱床と変わりなく出現している。しかし，Fig. 13は，下位珪質火山礫凝灰岩の鉱染程度であり，まともな脈のほとんどない場所の試料である。Fig. 14の下位脈状鉱はむしろ硫化鉱質に近く，層状黒鉱との間に塊状黄鉱の層を挟んでいる。この上位脈状鉱は石膏・硬石膏と，方解石・石英に富むことが特徴である。

前章でシャープな境界で挟まれる塊状鉱は，部分的性質において一様と仮定し，一つの模様で塗りつぶした。鉱石試料そのものは，微細な構造を持つ（Fig. 8など)。鉱物組成的にみても，必ずしも一様ではないことが，よくわかる。しかし，シャープな境界を越えた場合は更に変化が著しいことも事実としてみられる。シャープな境界で挟まれる内部の“一様性”もこの程度の不均質を持つ。同時に，シャープな境界は多くの場合に鉱物組成的変化の境界として重要であろう。

2) **化学組成による比較**（古宇田 1978)

Figs. 15, 16には閃亜鉛鉱の EPMA による定量結果も図示される。これでみると，シャープな境界によって分かれる各種鉱石間に多少の差異はある。しかし閃亜鉛鉱中の鉄含有量でみた時，層状鉱も脈状鉱も２%以下が圧倒的で，大部分は１%以下である。１つの試料内の変動幅は１%程度であり，隣接する同じような試料間の変動幅もやはり１%程度である。これは層状黒鉱も脈状黒鉱も驚くべきほど均質な閃亜鉛鉱中の鉄含有量を持つ事実を示す。鉱物組成の変動にくらべても，この事実は大変特徴的である。

Fig. 12の No. 19試料は他に比して最大値が高い。しかし測定結果の最頻値は１%以下であり，他試料の変動範囲に入ることは確認できる。Fig. 15の下でも最大値には高い値がある。しかし変動幅も大きい。

四面銅鉱の組成変動を測定すると，閃亜鉛鉱の極めて均質な変動にくらべて，若干変動幅が広い。また閃亜鉛鉱の変動とは一対一の対応を必ずしもとっていない。重晶石の Sr 含有量も閃亜鉛鉱の変動とずれ，層状鉱床内では数%に達するものがあるのに，下位脈状鉱では０に近いものが多い。上位脈状鉱では縞状の組成帯状分布をもつ重晶石もあって，一定していない。

3) **閃亜鉛鉱の組織と硬度**（古宇田 1982)

ここでは二重研磨薄片によって得られた特徴的知見を少し述べる。閃亜鉛鉱は1 μm オーダーの細粒から数 cm の巨晶まで大きさに違いがある。粗粒なものには，明らかに重複成長とみられるものが多い。細粒のものも互いに接合し，研磨面の反射顕微鏡による観察では粒子の識別できぬこともある。重要な点は細粒閃亜鉛鉱の間を閃亜鉛鉱の基質が埋めており，細粒が集合して一見粗粒にみえるものもある点である。閃亜鉛鉱には透明，褐色，微粒の銅硫化物が混在するため一見青黒色に見えるものなどがある。自形・他形・脈状・コロホルム状など形態も様々であり，その成長過程は複雑である（Fig. 17)。

概して，上・下位の脈状鉱と層状鉱の閃亜鉛鉱は，大きな違いが少ない。ただし，微粒のもの，コロホルム状のものは層状鉱に多い。また，王水でエッチングすると，脈状鉱の閃亜鉛鉱はただちに反応し，細かな双晶的短冊構造を示すものがある。しかし，層状鉱では24時間王水に浸けても反応が少なくほとんど内部構造を示さないものが多いのは興味ある問題である。

層状黒鉱及び黄鉱中の閃亜鉛鉱のビッカース微小硬度を測定し，顕微鏡下の見かけ粒径と共に図示した（Figs. 18, 19)。測定の目的は，層状黒鉱の上下に存在する塊状・粉状黄鉱が機械的変形で動いたと思われる産状がいくつかあるため，それが微小硬度に反映されるか否かを知ることにあった。結果は予想よりも興味深いものとなった。Fig. 18に示す下位の礫状黄鉱中の閃亜鉛鉱は通常の塊状黒鉱のそれとほぼ相似た硬度になる。ところが，上位の粉状・緻密塊状黄鉱中の閃亜鉛鉱や塊状黒鉱の600μm を超える粗粒閃亜鉛鉱のそれは，かなり柔らかいものがある（通常の値に近いものもある)。なお黄銅鉱の微小硬度は，ほとんど一定していて差がでない。

Stanton and Wiley (1971) は強変成を受け硬度の増した閃亜鉛鉱を加熱再結晶でより柔かくする実験を行なった。これを参照すると，黒鉱鉱床では第１に変成帯における硬い閃亜鉛鉱は無い。黒鉱鉱床

が生成後変形しても，別子型銅鉱床のように強い応力場に置かれたわけではないことが明らかである。第2に，下位黄鉱と塊状黒鉱の閃亜鉛鉱は標準的な硬度を示している。しかし，第3に柔らかいものはどう扱えるのか。これは未解決の問題として残るが，筆者は一応 STANTON and WILEY (1971) の加熱再結晶による硬度減少と同一領域と考える。少なくとも，下位礫状黄鉱（層状）と，層状黒鉱の内外に出現する粉状・塊状黄鉱とは分けて考えるべきであるようだ。粉状鉱はもろくて崩れ易く，黒鉱との間のシャープな境界は滑らかなことがある。粉状鉱中の閃亜鉛鉱も柔らかいものがあるのは符合しているのだろうか。

IV. 脈状鉱の成因的考察

深沢鉱床の鉱石分布は黒鉱鉱床一般に適用できる普遍性がある。一方，下位脈状鉱が黄鉱質と黒鉱質に一部重複しつつも明瞭に分けられることは特異であろう。上位脈状鉱と層状鉱内の脈状鉱を詳しく記載したのは小論が初めてである。これを基に成因を考察する。

1) 諸説の検討と脈状鉱

層状鉱のみに注目すると，堆積構造がみられ，概ね特定の層準に胚胎するので，堆積説は成立しても，交代説はそのままでは成立しにくい。特徴的累層（硫化鉱—黄鉱—黒鉱—重晶石鉱—鉄石英）は，続成説の事例と異なるので，BROWN (1980) の溶液化学的アプローチも適用し難い。また溶液化学は形態的産状によるアイデアを数理的・実験的に厳密化することに意義があるので，まず空間的配置と形態で帰納的に成因を推定するのは意味がある。

黒鉱質下位脈状鉱の上部が層状鉱に連続する事は，従来の単なる鉱液通路のみでは考えにくい。地下から上昇するだけなら，なぜ全てが下位黄鉱質脈状鉱様の形態をとらないか。下位黒鉱質脈状鉱の鉱石試料には，層状鉱のそれと見分けのつかぬ物がある。その形態から海底に生じた割れ目に層状鉱の一部が落ち込んで黒鉱質下位脈状鉱の上部を形成したと考える事もできる。

硫化鉱物組成と閃亜鉛鉱中の鉄含有量が短かくとも層状鉱から下に200m も一様に続くのはなぜか。閃亜鉛鉱中の鉄含有量は共存鉱物によって異なる。硫黄フガシティーの高い斑銅鉱との共存領域では低く，逆に磁硫鉄鉱との共存領域では高い (CZAMANSKE 1974)。しかし，磁硫鉄鉱は黒鉱鉱床では特異で希産である（古宇田 1982b)。黒鉱鉱床で鉄含有量が低いのは酸素フガシティーが比較的高い為であろう（鹿園・古宇田 1979)。ただし，測定上，隣接の鉄鉱物から 20μm 以内に接近すると，隣接鉱物の鉄含有量も測定に入るので値が高くなる。これは偽である。閃亜鉛鉱中の鉄含有量は1％以下が多く，変動幅からみて均質との結果は，小坂鉱山上向鉱床の例 (URABE 1974) と相異する。しかし，上向鉱床下位脈状鉱中部(L-100m) で “sphalerite grains, surrounded by pyrite” (URABE 1974) が4％近い鉄含有量であることを除けば，大部分2％以下で，小論に似る。ただし，変動幅は小論より小さい（EPMA の走査による検証を大量に実施すれば，小論の結果に近づくであろうと考えられる)。

鉱物組成に少し違いがあっても，下位脈状鉱の上部と下部が似た成因で考察できることは，鉄含有量の一様性から可能である。しかし，地下における挙動のため全く同一ではあり得ない。又，頁岩と凝灰岩の互層したところに脈状鉱が発達することから，固結中の黒鉱に急速に火山岩が落下して脈状を呈するようになったものとも異なる。

黄鉱質下位脈状鉱は裂罅充塡的な鉱脈か，segregation 的なレンズ状脈が多い。パイプ状晶洞中で石英が黄銅鉱結晶面の下方につく産状は，下から熱水か蒸気が吹き上げたことを示す。下位脈状鉱は，上から裂罅を埋めて下に落ち込むものと，下から上に向かう溶液から沈殿したものとの2通りの通路だった可能性が強い。又，黒鉱質脈なら必ず上から下に落ちるわけではない。黄鉱質脈と分布の重なる部分や上位脈状鉱の産状は，下から上に上昇した可能性を示す。逆に Fig. 7のじょうご形の部分は，黄鉱質でも割れ目に沿って落ち込む可能性を示す。Fig.12で上に層状黒鉱を欠くのは，あるいは割れ目に呑み尽くされたので

あろうか。層状鉱下200m 以上も黒鉱質脈状鉱が発達するのは，この為かもしれない。

2) 脈状鉱の意義

黒鉱鉱床形成に関与する水は膨大で多様と推定される（汲田他 1982)。鉱脈は地下における水の移動によるだろう。層状鉱内の脈状鉱の存在は，層状鉱の堆積後，又は固結後もなお物質の移動が続いたことを示す。粉状黄鉱が大きく黒鉱を切り，下位黄鉱と上位黄鉱が連結するのは，下位黄鉱の力学的な変形移動とみられる。この現象が層状鉱床とそのごく近傍に限定されることから別の鉱液上昇による鉱脈形成とは考え難い。閃亜鉛鉱の硬度が柔らかい事実が，もし加熱再結晶によるなら，変形移動時の加熱再結晶も付け加えてよい。黄鉄鉱巨晶が黄銅鉱を伴いつつ多量に粉状鉱に伴われるのは溶液の関与と巨晶化を伴う変形移動を示す。黄銅鉱は黒鉱中に多量にあり，大部分は閃亜鉛鉱と共に生成したであろう。レンズ状・脈状黄銅鉱が黒鉱自身とその上下にみられる事は，層状鉱形成時ばかりでなく，その後にも銅を含む溶液の移動があったことを示す。Fig. 4などは高品位黄銅鉱脈が粉状鉱形成・変形移動後も生じたことを示す。

四面銅鉱・重晶石は化学組成の変動が閃亜鉛鉱と同一ではないので，晶出時期がずれるだろう。Figs. 12, 13, 14の斑銅鉱・四面銅鉱などの不均質さは，鉱物生成時期と脈状形の生成時期のずれを示すとみられる。

大葛層最上部に塊状鉱の礫（黒鉱・黄鉱・硫化鉱・石膏鉱・重晶石鉱）が散在する。その上位の大滝層玄武岩熔岩は一部で層状黒鉱を巻き込んだり黒鉱礫を含むが，黄鉱礫は少ない。この時，黄鉱は黒鉱などに被覆されて侵食・削剝を受けにくかった事も考えられる。侵食・削剝を受け易いはずの上位黄鉱を生じた黄鉱の変形移動は，大滝層の堆積が進展した埋没続成期に地下で生じた。その原動力は何か。他の事実を考えなければ熱水の上昇でも可能であるが，全てを総合的に説明するために熔岩による急速加圧・加熱による応力変形・異常高圧発生と熱水移動に求めることができる。その時黒鉱自身も一部溶解して上位脈状鉱になっただろう。大滝期の更なる火成活動は，さらに上位の岩石中にも脈状鉱を生じている。これらに黒鉱質や硫化鉱質が多く，黄鉱質が少ないのは，銅の方が鉛・亜鉛よりも硫黄との結合が強い（Brown 1980）ためであろう。これは西方に離れて分布する銅質の鉱脈群との相異点になる。なお，層状鉱を貫き，下位から上位に太く長く続く脈状鉱は知られていない。上位脈状鉱は，大滝期にまったく独立に上昇してきた鉱液によるとも考えにくいのである。

脈状鉱は，上位も下位も層状鉱と密接な相関がある。それは層状鉱堆積時の形成と，埋没続成時の形成に分けて考えることができる。

3) 堆積—続成（交代）形成説の提案

従来の成因論では，鉱液が上昇して湧出し，いったん鉱石を沈殿したらそれで鉱床形成が終了するとの暗黙の前提があった。交代説でも，帽岩の下で鉱石を沈殿すれば，その後の変化が何でどうなろうと鉱床はできたとする。これに疑問をもたらしたのが，黒鉱—石油同源説である。原物質とする有機物堆積は，そのままで黒鉱とみなすことができない。従って続成化学分化作用（梶原・平山 1983）に行き着かざるを得ない。ただし海底の還元環境で鉄・マンガンが溶脱し，硫化物が残るや既に鉱床はできたとする点は再考の余地がある。

脈状鉱が大滝層内にみられ，それが下方の大葛層上部の層状・脈状黒鉱と強く相関し，かつ大滝層の熔岩が流れた時点でなお黒鉱が巻きこまれ，層内変形移動が埋没後に続いたのはどういうことか？ 大葛期の重金属堆積物が海底の割れ目に吸いこまれる事件が続いた頃，黒鉱鉱床はまだできていなかったとみるべきではないだろうか。重金属が堆積しただけでは黒鉱鉱床の形成とは言い難い。いったん堆積すればそれで鉱床形成，いったん交代すれば鉱床形成とする従来の短期形成論が埋没続成を伴う堆積成鉱床の前提とされたところに無理がある。

小論の帰結。大葛期後期から大滝期前期にかけて，重金属堆積物はあるいは海底で，あるいは海底下で，重金属を含む溶液に浸かり，あるいは底層水で洗われ，海底火山活動で加熱されたり海水で冷却され

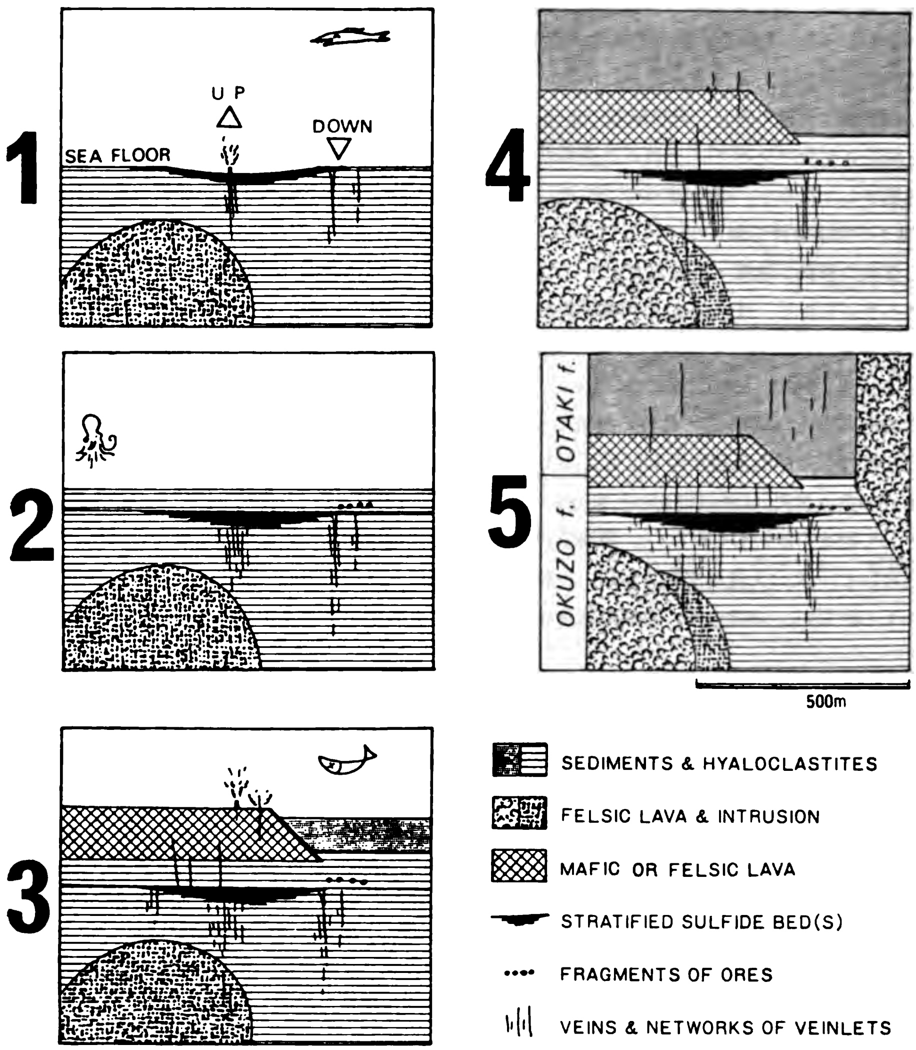


Fig. 20 A possible model of sedimentary-diagenetic (replacemental) formation of Kuroko deposits

1 : Deposition of metaliferous sediment is estimated on or below the submarine floor, even what the origin is. Up or down movements of solutions occur. The sediment is partly consolidated.

2 : The metaliferous sediment is covered by volcanic ash and mud to move in the process of burial diagenesis. The sediment is partly eroded.

3 : The metariferous sediment is in the stage of abnormal subsurface pressure stage by adding of the heat and load of lavas. A lot of vein-type mineralization occurs. A part of the movements of solutions could reach on the sea floor of the surface of basaltic pillow lava.

4 : Felsic volcanics intrudes in the footwall to supply the heat and stress to generate the convective movements of thermal solutions and to complete the Kuroko formation.

5 : The present feature is formed at the time when the dacites occur as a ring-like structure in the Otaki formation.

……These are modelized by the estimation starting from the present occurrence to go back to 5→4→3→2→1.

ながら，徐々に“熟すように”形成・保存されて黒鉱鉱床と化した[9]。その後も変化し続け，現在以後も変化するであろう。しかし，鉱床の基本的形態は大滝期中期頃に仕上がったと考えられる。

鉱床形成過程では，鉱床自身とその母岩が“鉱液”を含んでいる。火山活動で加熱されれば，重金属を含むこの溶液は上昇対流し，各種鉱石の重複成長や巨晶化をもたらして孔隙率を下げ，柔らかい未固結堆積物を固結させたであろう。それが閃亜鉛鉱の重複成長の意義である。又，層状鉱内外の脈状鉱の形成にも一部関与しただろう。地下浅所の“鉱液”も冷えれば下降する。下位脈状鉱が珪質で重晶石に乏しいのは，地下の化学条件を教えてくれるだろう。

もし溶液の移動が黒鉱・黄鉱双方を包むならどうなるか。固結過程の黒鉱中に黄銅鉱が拡散生成することもあろう。しかし，むしろ似た物質同士が集まり易いのではないか。もっとも明瞭な黄鉱・黒鉱のシャープな境界もこれで理解し易い。また，変質帯の形成，特に層状鉱の上・下の変質ハロー（橋口・臼井 1975，石川他 1976，1980，橋口他 1981）は，火山活動と溶液―鉱床（重金属堆積物）の相互作用が影響したであろう[9]。しかし，これらの提案は，今後物理的にも化学的にも一層厳密化して検証されるべきである。小論は，形態的基礎を説くにとどめよう（Fig. 20）。

紅海底の重金属泥（DEGENS and ROSS 1969，堀越 1971）は，大葛期末にできつつある黒鉱鉱床の原形として対比可能かもしれない。海嶺玄武岩上の重金属堆積物は，黒鉱の初生堆積の過程を示唆するかもしれないし，又は大滝層玄武岩熔岩中の脈状鉱を通路に大滝期の海底に噴出してその後消滅したものを示すかもしれない。あるいは，黒鉱鉱床とは異なるキプロス型であろうか。

V. 結　語

下位と上位の脈状鉱の成因は，黒鉱鉱床の成因論にとって歴史的に本質的課題であり続けた。脈状鉱に対する詳細で正確な考察なしには，黒鉱鉱床の成因が論じられなくなるに違いない。下位脈状鉱は多くの記載と論旨に恵まれた。上位脈状鉱については，太田垣(1966)の提起以後必ずしも恵まれたとは言えず，最近，梶原・平山(1983)が出た。しかし層状鉱内の脈状鉱は従来必ずしも明らかではなかったように思う。

KOUDA and KOIDE (1978) は，環状火山岩を伴う再生 cauldron と黒鉱鉱床とが相関することを提案した。鉱床と鉱床母岩の孔隙水の移動による黒鉱鉱床の堆積一続成（交代）形成説を小論の帰結とすれば，溶液の移動と力学的・化学的変化のための断続的な加熱，及び被覆岩の供給を可能にするものが，cauldron 的火山活動になろう。なお小論の帰結は鉱床の起源（マグマか，循環熱水か，有機堆積物か）には触れない。ただ空間的配置関係，形態などから鉱床形成の機構を説明したにすぎない。

謝　辞

小論は地質調査所地質部神戸信和課長の御厚意で公表の機会が得られた。内容は筆者の東大大学院修士論文の一部を基にした。親しく御指導いただいた東京大学飯山敏道教授には草稿につき有益な御指摘を様々に賜った。同和鉱業株式会社花岡鉱業所橋口博宣室長には深沢鉱床についての公表を快諾され，草稿も御検討いただいた。深沢鉱床の調査には橋口室長はじめ同鉱山の多くの方々に御世話いただいている。小論草稿は次の方々からも有益な御意見を寄せられ，また折にふれての討論もしていただいた；富山大学堀越　叡教授，筑波大学梶原良道助教授，東京大学鹿園直建博士，地質調査所企画室石原舜三室長，同所鉱床部佐藤壮郎課長。以上の方々に厚く感謝申し上げる次第である。

注

1) 渡辺（1973）に従えば，過熱沸騰酸性溶液（平林 1908），高温硫酸酸性溶液（岩崎 1914），低温アルカリ性溶液（加藤 1915），低温アルカリ性ゲル状溶液（木下 1924），高温アルカリ性溶

液(坪谷 1925),低温アルカリ性熱水液（渡辺 1931),低温熱水（堀越 1950）と列挙できよう。

2) 低温というのは，輝銅鉱やゲーサイト，石膏・硬石膏，重晶石・方解石のような組合わせから，当時の知識でおよそ100°C 以下，高くても200°C は越えない温度である。又，高温とみるのは，subvolcanic type への分類などから200°C～300°C の温度が想定された。1960年代以後の流体包有物爆裂・充填温度と硫化物硫黄同位体の研究から，低くても100°C 前後，普通は200°C～350°C まで見積もられている（渡辺 1973)。この点は，現在までも大きな変更はない。

3) 黄鉱，黒鉱（半黒鉱）のような分類は銅・亜鉛・鉛の品位に基づいているため，ここ20年ほどの間に変動している。学問的考察のためには，価格相場の変動を一応除外したいので，目視できる範囲での分類を第一の基礎とする。後述のように，各鉱石の間は極めて鮮明な境界が存在することが多いので，この分類はより詳しい研究に対しても有効な定義である。黄銅鉱による黄色のため黄鉱とよぶ。なお“上位”とはある地層の上に重なる地層を意味し，“下位”は下にねる地層を示す。これに対して，上部とはある地層の上の部分を示すことにする。

4) 深沢鉱床では塊状鉱石の層状珪鉱の分布が極端に少ないため，珪鉱といえば下部珪化帯の脈状鉱を指すことが多い。他鉱山には層状珪鉱が主要量を占める鉱床もあるので，ここは深沢鉱床の特異性であろう。

5) 黒鉱（Kuroko）はこの種の鉱床全体に対する総称であるが，ここで述べた狭い意味の黒鉱も鉱山現場で使われている。黒色をしているためである。亜鉛が少なく鉛の多い鉱石の場合も黒鉱と呼ぶことがある。総称として使う場合は必ず黒鉱鉱床と呼ぶことにする。

6) 従来“漸移”と考えられていたのは，地下坑道内の採鉱条件で露頭状況が左右され見にくいことも多かったためであろう。慎重かつ粘り強く捜さなければシャープな境界が見つかりにくい事情があった。ただし，ここでいうシャープな境界とは，あくまで目視できる範囲であり，顕微鏡的なスケールまで含むものではない。礫岩の礫と基質とがシャープな境界で分かれるのと同じ意味である。すなわち，シャープな境界で囲まれる内部の変化は，シャープな境界を越えた時の変化より一般には小さいこと，近似的には境界内はある部分的性質に関して一様と仮定しうることが重要である。

7) この章で示したのは地下坑道側壁のスケッチである。境界はシャープな境界により無差別に引いたものであり，境界に囲まれる部分は，部分的性質が一様と近似できる地質的基礎単位である。詳細な観察によれば，実際は更に細かく礫質の産状を描くことも可能である。しかし，どんなに細かくしても，必要なスケールで地質学的に有意な議論ができるか否かは別問題である。小論では角掛沢鉱体の全体像の把握につながるスケールで，特に検証可能なシャープな境界を基礎にスケッチを省略化した。

8) 海底で鉱床形成が進む時，未固結なら溶脱されて海水中に拡散し易いだろう。しかし，引続く結晶成長と孔隙充填で固化形成に向かうなら，たとえば削剝に対して堆積構造をもつ鉱石が形成されよう。また半固結の堆積物中で濃集しながら鉱石が固化するなら，ノジュール状や塊状のものができやすいにちがいない。

9) 筆者は層状鉱床下位の石英安山岩熔岩活動が一度で形成したとは考えない。明らかな変質の差や岩体が区分できること，層状鉱床の内と上位に似たものがみられることから，溶液の昇降と共に熔岩の侵入噴出が何度も生じたとみている。むしろ浅所堆積物中に停滞する溶液の昇降（横方向の移動もむろん含む）をもたらし，層状鉱床の一部を脈状鉱化した原因に，この火山活動をあてはめたい。

参考文献

BROWN, A. C. (1980) : The diagenetic origin of stratiform copper deposits. In *Proceedings of the Fifth Quadrential IAGOD Symposium*, 81-89.

CZAMANSKE, G. K. (1974) : The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Econ. Geol.*, **69**, 1328-1334.

伊達次郎・渡辺吉博（1979）：秋田県深沢鉱床の変質，とくに鉱床上盤における変質鉱物の分帯について．鉱山地質，**29**，351-361.

——・——・岩谷伸一・堀内正俊（1979）：秋田県深沢鉱山下盤石英安山岩の変質に関する一考察．鉱山地質，**29**，187-196.

DEGENS, E. T. and ROSS, D. A. (eds.) (1969) : *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer Verlag, New York, 600 p.

藤井敬三・平山次郎（1967）：秋田県大館—花輪盆地間の地質構造について．地質学雑誌，**73**，555-561.

浜井富生（1983）：小坂鉱山の下部珪鉱体——特に品位分布および層状鉱体との関係について．鉱山地質，**33**，87-96.

橋口博宣・相沢　恒・山田亮一・井上常史（1981）：黒鉱鉱床の探査範囲限定の方法（1）—低 Na_2O ハローの適用——．鉱山地質，**31**，115-122.

——・臼井　恒（1975）：黒鉱鉱床の広域探査における探査標的限定の一方法——硫黄ハローと帯磁率ハローについて——．鉱山地質，**25**，293-301.

平林　武（1908）：黒鉱鉱床に就て．地質学雑誌，**15**，211-219.

堀越　叡（1960）：花岡—小坂地域におけるクロコーの層序的位置．鉱山地質，**10**，44-54.

——（1971）：紅海の底——重金属に富む堆積物——．科学，**41**，617-625.

堀越義一（1950）：黒鉱鉱石の顕微鏡的性質と産状の関係に就て（要旨）．地質学雑誌，**56**，233.

石川洋平（1964）：小坂鉱山内の岱鉱床「鉄石英」中の有孔虫化石．鉱山地質，**14**，209-212.

——・沢口俊美・岩谷伸一・堀内正俊（1976）：黒鉱鉱床の下盤石英安山岩熔岩による探査標的へのアプローチ——その活動様式と深沢鉱床の変質鉱化ハローの追跡．鉱山地質，**26**，105-117.

——・下田哲雄・沢口俊美・佐藤庸一（1980）：北鹿地域餌釣地区の探査——探査標的地区の限定から発見までの経緯．鉱山地質，**30**，137-152.

伊藤俊弥・大森吉蔵（1975）：深沢鉱床——最近の探鉱の状況——．鉱山地質，**25**，187-194.

岩崎重三（1914）：黒鉱鉱床の成因に就て．地質学雑誌，**21**，523-526.

KAJIWARA, Y. (1970): Syngenetic features of Kuroko ore from the Shakanai Mine. In TATSUMI, T. (ed.): *Volcanism and Ore Genesis*, 197-206, Univ. Tokyo Press.

梶原良道（1983a）：黒鉱鉱床生成の地史学的意義——「黒鉱—石油同源説」——．鉱山地質特別第11号，289-304.

——（1983b）：黒鉱鉱床生成時間帯の生層序学的指標．鉱山地質特別第11号，305-310.

——（1983c）：黒鉱鉱床初生物質，PUMOS，の地球化学的モデル．鉱山地質特別第11号，323-330.

——・平山晴彦（1983）：黒鉱鉱床の続成化学分化作用．鉱山地質，**33**，149-164.

神原　洋・佐藤健二・佐藤修一・平山晴彦（1983）：釈迦内鉱山における鉱床と酸性火山活動の関係．鉱山地質特別第11号，197-214.

加藤武夫（1915）：黒鉱鉱床の成因に関して．地質学雑誌，**22**，80-83.

河辺重昭・増淵和芳（1975）：小坂鉱山の下部珪鉱体．鉱山地質，**25**，275-283.

木下亀城（1924）：黒鉱鉱床の生成温度．地質学雑誌，**31**，220-229.

——（1961）：黒鉱鉱床の成因．九州鉱山学会誌，**13**，2-10.

古宇田亮一（1976）：鉱石鉱物の分帯と鉱液の"変化"——秋田県深沢黒鉱鉱床を例として——．岩石鉱物鉱床・鉱物・鉱山地質三学会連合学術講演会要旨集，p. 14.

——（1978）：深沢鉱山黒鉱鉱石の化学組成と生成順序から推定される黒鉱の生成機構．岩石鉱物鉱床・鉱物・鉱山地質三学会連合学術講演会要旨集，p. 83.

——（1982a）：深沢鉱山産閃亜鉛鉱の硬度について．鉱山地質，**32**，178-179.

——（1982b）：黒鉱鉱床の鉱石．海洋科学，**14**，214-223.

——（1983a）：深沢黒鉱鉱床上盤の弱鉱化作用．鉱山地質，**33**，p. 45.

——（1983b）：黒鉱頁岩——黒鉱鉱床を伴うM2頁岩——．鉱山地質特別第11号，271-288.

KOUDA, R. and KOIDE, H. (1978): Ring structures, resurgent cauldron, and ore deposits in the Hokuroku volcanic field, Northern Akita, Japan. *Mining Geology* (*Tokyo*), **28**, 233-244.

汲田啓一・橋本英雄・山田　隆・佐々木充男（1982）：釈迦内鉱床胚胎の場．鉱山地質，**32**，225-242.

三浦宗次郎（1892）：黒鉱床の調査．地学雑誌，**4**，249-251.

中島謙三（1892a）：大巻鉱山．地学雑誌，**4**，495-498.

——（1892b）：椿鉱山の鉱床概要．地学雑誌，**4**，543-546.

——（1894）：小坂鉱山．地学雑誌，**6**，531-536，591-598.

——（1895）：水沢鉱山．地学雑誌，**7**，59-62.

大島敬義（1983）：黒鉱鉱床の100年——北鹿地域における調査と探査指針の発展について．鉱山地質特別第11号，331-348.

大橋良一（1919）：小坂鉱山に於ける黒鉱の成因を論じ進んで一般黒鉱に及ぶ．地質学雑誌，**26**，107-132.

太田垣　亭（1966）：釈迦内鉱山の探査について．鉱山地質，**16**，237-248.

佐藤壮郎（1968）：秋田県小坂鉱山内の岱西鉱床とその生成機構．鉱山地質，**18**，241-256.

佐藤庸一・大森吉蔵・宮本　博（1979）：深沢鉱床における最近の探鉱と2，3の鉱床について．鉱山地質，**29**，175-186.

鹿園直建（1983）：黒鉱鉱床硫酸塩鉱物の成因．鉱山地質特別第11号．229-250.

——・古宇田亮一（1979）：Tetrahedrite——tennantite 系鉱物の化学組成と鉱床の生成条件．鉱山地質，**29**，33-41.

STANTON, R. L. and WILEY, H. G. (1971) : Recrystallization softening and hardening in sphalerite and galena. *Econ. Geol.*, **66**, 1232-1238.

杉本　功・五十嵐善之丞（1964）：黒鉱鉱床成因説の変遷経過とその問題点（附文献集）．日本鉱業会誌，**80**，47-54.

菅原正明・佐藤健二・佐藤修一・長崎則夫（1982a）：釈迦内鉱床の堆積地質学的産状 —黒鉱鉱床の続成作用（記載編)——．鉱山地質，**32**，305-322.

——・——・——・——（1982b）：釈迦内鉱床の続成進化過程復元の試み——黒鉱鉱床の続成作用（考察篇)——．鉱山地質，**32**，405-415.

田中　威・盧　光映（1969）：古遠部鉱山の地質鉱床．鉱山地質，**19**，312-331.

谷村昭二郎・下田哲夫・沢口俊美（1972）：北鹿地域深沢鉱床について——発見の経緯と地質的背景．鉱山地質，**22**，108-119.

TANIMURA, S., SHIMODA, T. and SAWAGUCHI, T. (1974) : On the Fukazawa orebodies, Akita Prefecture. In ISHIHARA, S.(ed.): *Geology of Kuroko Deposits. Mining Geol. Spec. Iss.*, No. 6, 147-156.

谷村昭二郎・山田亮一（1982）：深沢鉱床における探査の展開．「日本の鉱床探査」，**1**，151-160．日本鉱山地質学会.

坪谷幸六（1925）：陸中土畑鉱山附近の地質及び鉱床．地質学雑誌，**32**，4-26.

辻元謙之助・福地信世（1904）：御坂層中の鉱層（宝鉱山)．地質学雑誌，**11**，393-398.

湯浅真人（1983）：海底熱水鉱床について．地質ニュース，No. 345，34-45；No. 346，14-21.

URABE, T. (1974) : Iron content of sphalerite coexisting with pyrite from some kuroko deposits. In ISHIHARA, S. (ed.) : *Geology of Kuroko Deposits, Mining Geol. Spec. Iss.*, No. 6, 377-384.

渡辺万次郎（1931）：黒鉱母液に関する一考察．地質学雑誌，**38**，380-391.

渡辺武雄（1959）：層状鉱床最近の諸問題．鉱山地質，**9**，p. 299.

——（1973）：黒鉱々床の地球化学に関する2，3の問題点．1973年度地球化学討論会実行委員会編，86 p.

山田亮一・橘口博宜（1982）：黒鉱鉱床周辺の探査範囲限定の方法(2)——深沢鉱床下盤鉱化帯の構造——．鉱山地質，**32**，215-224.

（1983年12月9日受理）

書評と紹介

アーサー・ホームズ著，ドリス・L・ホームズ改訂：一般地質学 I．上田誠也・貝塚爽平・兼平慶一郎・小池一之・河野芳輝（訳），AB 版，15＋245頁，東京大学出版会，昭和58年9月30日，3400円。

本書は，Arthur HOLMES の名著として名高い Principles of Physical Geology (Thomas Nelson and Sons 社，第3版，1978）の完訳，3分冊の第1冊目である。原著者 A. HOLMES は，この本の第2版出版直後の1965年に亡くなり，第3版は同じく地質学者である夫人，Doris L. HOLMES によって，プレートテクトニクスを中心とする新しい考えやデータを加えて，最近出版されたものである。原書は全31章，700頁をこす大著であり，ここで紹介する訳書第1巻は第1～13章を収めてある。

原書は大変に有名で，20世紀における地質学の名著の1つといわれている。今さら紹介するまでもないとも思われるが，概要を以下に記す。本書は一般地質学の原理と題されているが，大別すると，岩石鉱物・地質構造・火成活動・地質年代などを扱ったせまい意味の一般地質学を中心とする部，風化・侵食・運搬の現象とその営力を扱う自然地理学的な部，海洋底・地球内部・プレート論・造山帯など固体地球物理学・テクトニクスを中心とする部，に3分される（これがそのまま訳書の3分冊となっている）。これだけの広い分野をカバーしていながら，各章には互いに関連を保たせ，ごく常識的に思われる現象の解説から始めて，十分にスペースをとって書込み，実にさまざまな，考えさせられる問題をひき出してみせる手法は見事というほかない。

第2版と第3版の主な違いは，プレートテクトニクスが全面的にとり入れられた点であるが，そのほかに，新しい写真や図が多くなり，文献も追加されている。ただ交換された写真の中には第2版のものの方が適切ではないかと思われるものもある。

原書は流麗な美しい英語で，しかも大変読みやすい，という定評がある。自然科学の訳書の宿命であろうが，用語や言いまわしを厳密に忠実に訳し，かつ文章の平明さと調子のよさを保つ，というのは至難のことである。しかし本訳書では，これにかなりのレベルにまで成功しているといえよう。すらすらと読みとばすことのできる文章となっていて，読みながらあれこれと考えをめぐらせ，空想する余裕を与えてくれる。母国語の有難さであり，訳者の努力の結果である。むずかしい用語には原綴も示されている。また文中にはたまに短かい訳注があって，原著出版後の新しい情報，理解を助ける解説が与えられ，時に原著の誤りも指摘されている。

この訳書の特徴の一つは，原書のページと訳のページがほとんど完全に一致していることであろう。図表はレイアウト技術（訳書の方が上手）上の理由で位置を変えたと思われる個所を除いて，原書と同じページの同じ位置にほぼ同じ大きさで収まり，文章も半ページ以上ずれているところはない。訳書だけをみている読者にとってはこれはどうでもよいことであろうが，原文に当りたいと思ったときなど実に便利である。版面の大きさを変えて合せたものであろうが，ここまでやるのが本当に忠実な訳書かもしれない。

本書の最大の特徴の一つは，美しい適切な写真が多いことである。これだけの質の写真は，長年をかけてそのつもりで蓄積しなくては集まるものではない。ただ訳書の写真は原書に比べて，白黒のコントラストが強すぎて鮮明度の落ちるものがあるのはおしまれる。なお，訳書には固有名詞のカナ表記に不統一の個所があるが，特に気になるほどではない。

このように本書は，訳書として全体に実によくできているといえる。このような形でこの名著が広く読まれるようになることは，大変よろこばしいことである。第II・III巻の出版が待たれる。

（鎮西清高）

講演会

日本海中部地震とプレートテクトニクス

東京大学地震研究所助教授　中村一明

太西洋中央海嶺は橋渡し断層で結ばれて北極海中央海嶺につづく。ここまでは変動地形や地震の発震機構から，ユーラシア・北米両プレート間の拡大境界であることが良く知られている。シベリアに上陸すると，両プレート間の回転極に近づくため地震活動は低調となり，収束境界に転化することもあって正確な境界はきめにくくなる。しかし一般には CHAPMAN and SOLOMON (1976) に従って，サハリンから北海道中軸山地西側を通って日高沖で三重点を作っていると考えられていたものの，この部分のプレート境界の位置にはあまり関心が払われていなかった。

一方，1970年代の海域地形・地質調査により日本海東縁にはサハリン西方から富山トラフにかけて，第四紀の短縮変動のおこっている地帯があることが知られ，陸上のミズホフォッサマグナ褶曲帯と共に新しい，活動的な東西方向の短縮変動帯の存在が明らかになった。日本の地震活動の主要な部分は太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈みこみに伴なうものである。それとは別にそれより活動度は低いが日本海東縁にも常時地震活動の見られる地帯があり，間宮海峡方面にのびている。この地震帯ではM 7クラスの大逆断層地震も時々起っている。1983年日本海地震(M 7.7)はこのようなものの1つであった。この日本海東縁地震帯は上述の短縮変動帯の現在の活動の1つと考えられる。

この日本海東縁・フォッサマグナ変動帯こそがはじめにのべた北米・ユーラシア両プレート間の収束境界の現在の位置なのではないかと考えられる。

1. 北海道の変動は千島外弧の移動に伴なうものの他は第四紀にはあまり活発ではなく，プレート収束境界はどこか他になければならない。

2. 日本海東縁・フォッサマグナ変動帯は次のようなそれにふさわしい性質をもっている。a. 北方へ向うほど（回転の極に近づくほど）活動度がおちる。b. 極が北方にあることにふさわしく，ほぼ東西短縮の変動帯である。c. この変動帯の短縮変動が活発になったのはどこでも1～2 Mabp であるらしい。

3. フォッサマグナは陸と陸の収束境界なので衝突がおこると期待されるが，実際，アルプスの隆起などここで起っている変動はそのように見える。地理的にも，中部日本山地，北・中・南アルプス，姫川・犀川・富士川とそれらに沿う谷，糸静線以東の低い山地という配列はチベット，ヒマラヤ，ガンジス・インダス低地，インド高原のミニアチュアのように見える。

4. 日本海東縁では海と陸の収束境界なので一般には沈み込みがおこると期待される。実際一部ではあるが，海溝になりはじめとみられる地形と構造が深海海盆東縁沿いに存在する。ただし，海底が若いこと，短縮が始まったばかりであることを反映してか，上記の地形・構造のみとめられないところや，海側がのし上げる変動のみられるところもある。文献は，中村 1983，地震研彙報58および月刊地球，日本海中部地震特集号(印刷中)を参照されたい。

三宅島の噴火およびテクトニクス

東京大学地震研究所助教授　中村一明

1983年10月3日から4日早朝にかけて，21年の休止期後三宅島火山が噴火した。山腹割れ目噴火で，割れ目の走向は中腹で南西，海岸で南で，全長約4km であった。噴火割れ目はほとんど西傾斜斜面で生じ，風向は西南西であったので，溶岩流はすべて西側へ流れ，降下堆積物はすべて東側に降った。

三宅島の山腹噴火割れ目は歴史時代のものでも曲っているものがあり，側噴火の機構（NAKAMURA 1977）を考えるとこれらは水平最大圧縮方向が北西—南東であると考えれば統一的に説明される。今回の噴火直後の地震（10月3日22時33分　M 6.2）も北西—南東のP軸をもつ正断層成分をもつ横ずれ断層型（防災センターによる）であった。

三宅島の山腹割れ目は，たとえば伊豆大島などに比べると射出方向がひろい。これは側噴火は放射岩脈が地表に達しておこることを考えると，水平差応力が小さいためと考えられる。フィリピン海プレート北端部の応力軌跡（中村　1979）をみると，三宅島を含む地域では軌跡の間隔が顕著に広くなっており，この考えと調和的である。

紙　碑

石井清彦先生を悼む

本協会名誉評議員石井清彦先生は昭和57年9月19日東京都の御自宅で御高齢の為病気療養，御家族の手厚い看護を受けられながら89歳を前にして御逝去されました。ここに謹んで哀悼の意を表します。



石井先生は明治26年9月26日名古屋市に生れ，愛知県立第一中学校，第八高等学校を経て，大正9年東京帝国大学理学部地質学科を卒業，直ちに農商務省（後に商工省）地質調査所に奉職され第二部長，第一部長を歴任されました。その間28年に亘って内外の地質及び鉱産資源の調査研究に当られました。昭和24年5月東北大学理学部教授となられ，岩石鉱物鉱床学教室の岩石学講座を担当されました。昭和32年退官後，三菱商事株式会社の技術顧問として，昭和37年から同49年まで日本大学の講師及び教授として勤務されました。

先生は地質調査所入所当初から主に7万5千分の1地質図幅の作成に従事され，昭和9年までに足助，多治見，豊橋，伊良湖岬，恵那山，伏見等主として本州中部の山岳地域及び近畿の変成岩，火成岩地帯の図幅を多数公表された。昭和12年には飛驒変成帯の白馬岳図幅，昭和14年には九州の延岡図幅を完成された。これらはいづれも交通，運搬の不便な時代に困難を克服し精密な調査を遂行されたものである。特に白馬岳図幅は日本最初のしかも詳細な高山地帯の地質調査で，後に先生は如何に困難を極めた踏査であったかを述懐された。

大正15年英文地質鉱産誌（地質調査所編集）に先生は日本の変成岩類を初めて総括記載され，本邦変成岩類の先カンブリア時代説を否定され，特に領家変成岩類が秩父系に移化することから前者は後者が変成作用を受けた結果であることを示された。これら一連の調査研究を集大成され，昭和

22年「本州中部における火成活動と地質構造の関係について」と題する論文により理学博士の学位を授与された。この論文においては，本州中部の広大な花崗岩類は産状，岩相の組織的研究から深浅2大群に分類され，その迸入時期が限定されている。褶曲帯と花崗岩岩漿迸入との相互関係に基づいて，中央構造線は内帯の外帯に対する押し被せ断裂線として形成された。その後もその活動は継続し鹿塩片麻岩を生成したと推定されている。延岡図幅は西南日本外帯の中生界の調査で，戦後，北上山地の古生層とされていた地域に広く中生界の存在を予想され，そしてそれが発見される端緒となった。又未公表の沖縄県全島嶼の地質図及び説明書の原稿は戦時中調査所被災の際，惜しくも焼失したときいている。先生は後にこれを大変残念そうに話された。

先生は内外の鉱産資源の調査及び開発指導にも挺身せられた。図幅調査と平行して国内の金属，非金属鉱床，ブラジルのアマゾン下流（昭和5年），南洋アンガウル島他（昭和11年）をはじめとし，昭和14年より海軍省及び興亜院の嘱託或は兼務として満洲，蒙疆地区，又昭和16年外務省嘱託として仏領インド支那等各地の地質及び鉱産資源の調査を行われた。特に昭和18年には海南島の鉄鉱山の調査（昭和14～16年）に対して商工大臣より表彰を受けられた。

東北大学に移られてからは，昭和27年赤石山地の地質調査を指導され，自らも峻険な高山を踏査された。昭和24年～29年岩手県総合調査に参画され，岩手県の火成岩の総括，白亜紀花崗岩類の岩相区分，火成岩類相互の関係に就いての記載を指導された。北上山地においては，田老鉱山附近に発達する安山岩質熔岩及び同火山砕屑岩類を原地山層と命名し，小本層との関係から従来古生代とされていたものを中生代に改められた。又昭和30年東北地方脊梁山地及びその西側の第三紀花崗岩と所謂グリーンタフ層との関係にも新しい知見を発表された。

地質学上の功績及び本協会評議員として長年尽力された功績により昭和40年5月に先生は本協会の名誉評議員に推薦された。先生は温厚，誠実，自らを律するに峻厳であったが，後進を導くに当っては厳しい中に温情あり多くの人の敬慕する所となった。又地質調査に当っては極めて洞察力，創意にとみ，困難に耐えて仕事を遂行する強靱な精神力を持っておられた。終りに臨み，謹んで先生の御冥福をお祈りする次第であります。

（千藤忠昌）

協会記事

理事会（昭和58年度第4回　昭和58年9月14日）

出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長，梅沢，坂倉，奈須，西川，肥田，前島各理事，佐藤（久）・佐藤（恭）両監事

議　事：

1. 会員の入退会
   入会者：盛谷智之　以上1名
   退会者：辻村太郎　以上1名　死去退会
   賛助会員　鉱研試錐工業（株）
   以上1社退会
2. 秩父宮記念学術賞に対し，"東京大学のアンデス総合調査"を推薦する方針を決定し，同調査会と連絡をとることとした。
3. 朝日賞に対し，東南アジア古生物研究会（代表者小林貞一氏）の"東南アジアにおける化石の研究"を推薦することを決定した。
4. 特別号「最近の地学」は掲載論文及び執筆者が決定し，順調に進捗中なる旨前島理事より説明があった。
5. 事務室の整備については会館委員会が検討の上理事会にはかることとした。
6. 前会長　坪井誠太郎名誉会員に東京地学協会賞を贈呈する件を決定し，次回評議員会にはかることとした。
7. 従来の東京地学協会賞と別に，新たに功労者にメダルを贈呈する案については，会長両副会長坂倉理事による臨時の小委員会で検討することとした。
8. 第3回評議員会は10月15日（土）15：00から次の議題により開催することとした。
   (1) 東京地学協会賞を坪井前会長に贈呈する件
   (2) 特別号「最近の地学」の進捗状況
   (3) 協会功労賞（仮称）作成の件

9. 10月15日の評議員会に先立つ講演（13：30～15：00）は“日本海中部地震とテクトニクス”
講師　東大地震研究所　中村一明氏
に決定した。
10. 東京地学協会の名称変更の提案があり，これについて活発な意見の交換が行われた。事柄の重要性に鑑み次回理事会で再度検討することとした。

評議員会（58年度第3回　昭和58年10月15日）
場　所　東京地学協会　講堂
出席者：和達会長以下15名，委任状提出者19名　合計34名
議　事：
1. 前会長・名誉会員　坪井誠太郎氏に東京地学協会賞を贈呈する件
議長より，坪井誠太郎氏は9年余りにわたり長期の会長在任中に，地学会館の新築，100周年記念行事，第24回国際地理学会議共催等協会の発展に多大の貢献をされた事に対し，東京地学協会賞を贈呈して謝意を表したい旨提案があり，全出席者の賛同を得た。
2. 特別号進捗状況
前島郁雄編集担当理事より，地学雑誌の特別号（最近の地学）の進捗状況につき説明があった。
3. 新たに表彰用メダルを作成する件
議長より，現在のメダルはこれまでに10個程しか贈呈しておらず，かつ特別功労者に限られているので，これとは別に表彰用メダルを作成したい旨提案があり，本件を理事会に一任することとした。
4. 議長より，東京地学協会の英文名称の変更問題について現在理事会にて検討中の旨報告があった。

地学雑誌特別号委員会（第3回　昭和58年10月29日）
出席者：坂倉委員長，飯山，木村（敏），奈須，諏訪，前島各委員
議　事：
1. 原稿の進捗状況を検討した。
2. 印刷所は通常の地学雑誌の発刊に支障のないように別の印刷所（相原印刷株式会社）を採用することにした。
3. 特別号の名称は　最近の地学－I，Progress in the Geosciences とすることを決定した。

日本地学史資料調査委員会（第36回　昭和58年11月5日）
出席者：坂倉理事，小林委員長，石山，今井，岡山，諏訪，湊各委員
議　事：
1. 「小牧実繁先生を囲む座談会」記事が成稿，関係者の校閲も終え，浄書段階に入った旨報告された。
2. 「松本唯一氏を囲む座談会」の結果が紹介され，記事編集に入った旨報告された。
3. 回顧記事の執筆を依頼した徳永重元，原田準平両氏に促進かたを要請し，新たに松本達郎氏に依頼することとなった。
4. 「地学関係書誌一覧」の編集状況が報告され，注解を簡素化して，とりまとめを進捗させることとなった。
5. 地学関係先覚者伝記カードの取扱いを協議し，記入済カードのとりまとめをはかることとなった。
6. 委員会の終結について協議した。

行事委員会（昭和58年11月22日）
場　所：東京大学教養学部人文地理学研究室
出席者：西川　治，五条英司，浜田隆士，徳永英一
議　事：
1. 五条氏より，海外技術協力事業団が国際建設技術協会と協力して行っている，諸外国における地形図や主題図の作成状況についての説明があり，それらの地図展示会の具体化について検討した。
2. 浜田氏より，地熱開発の視察を含む地学バスツアーの企画を考えてはどうかとの提案がなされた。
3. 西川氏より，地学関係の在日留学生，技術研修生などについての情報を集めたいとの提案があった。
4. 徳永氏より，スウェーデンの Ymer-100 に

ついて新しい情報待ちである旨報告があった。

編集委員会（58年度第5回　昭和58年12月9日）

出席者：前島委員長，石川，神戸，浜田，松田，山口，米倉各委員

議　事：第93巻1号の編集について審議した。

万国地質学会議（IGC）開催について

下記のような依頼書が参りましたので，会員皆様の御参考迄に転載します。依頼書全体は，A4版6頁にわたっておりますので，資料全部の掲載は省略しますが，その詳細をお知りになりたい方は協会事務局までお申し越し下さい。

昭和58年11月15日

社団法人　東京地学協会
会長　和達清夫殿

万国地質学会議（IGC）検討会議
議長　坂倉勝彦

初冬めいてまいりました。貴殿には，ますます御清祥の段およろこび申し上げます。

さて，かねて御承知かと存じますが，近年，万国地質学会議（IGC）日本招致の要望が国の内外から高まってきています。これにこたえて国内でも，ここ2年余り，地質学研究連絡委員会（略称：地質研連）が中心になって，IGC 日本招致の可能性を検討してきました。諸般の情勢の分析の結果，日本が IGC を招致するとすれば，1992年が適切かと考えられます。そうなると，1984年8月のモスクワ IGC で，招致の意志表示をすることが望ましいとされています。

このように事態がさしせまってきましたので，この問題について広く日本の地質学関係者・関係機関の総意を反映してその態度がきめられるよう，今月7月，IGC 検討会議が組織されました。IGC 検討会議は，国内30余りの地質学関係研連・学協会・研究調査機関の参加で構成された討議組織で，地質研連からもその他のどの機関からも独立しています。IGC 検討会議は国内の衆知を集めて，IGC 日本招致問題についての意見をまとめ，これを地質研連に伝えます。地質研連はこの結論を尊重して，関係官庁とも連絡し，日本としての公的な態度を決定することになっています。もし，招致の方向がきまれば，1984年8月のモスクワ IGC で招致の意志表示がされ，そこで，招致実現の見通しとなれば，準備委員会が改めてつくられ，具体的に問題をほりさげてゆくことになります。

IGC 検討会議では，インドやメキシコにくらべてさえ遅きに失した日本招致をこの際実現したいという意見も強くなってきていますが，更に広く地質学に関係する国内組織に日本招致の是非について御意見をうかがい，最も妥当で，広い支持の得られるような結論に達したいと考えています。御多忙のところ恐縮ですが，IGC 日本招致のわが国地質学界に与える重大な影響に充分な御理解を賜り，何卒御意見をおよせ下さるようお願い申し上げます。

御意見はどのような形でお伝え下さっても結構ですが，一応下記のような形式でいただけると好都合かと存じます。また，この御検討をいただく期間として約半年を用意しています。幸にしてこの期間に貴機関の総会・役員会その他の会議開催の機会がおありでしたら，是非御討議を賜るようお取はからいの程お願い申し上げます。

なお，若干の説明を添付させていただきました。何かの御参考になれば幸甚です。

IGC 日本招致について

下記の項目について，御検討の上，忌憚のない御高見を賜りたく存じます。勝手ですが，整理の都合で来年5月20日までに御回答下さるようお願い申し上げます。

なお，用紙不足の場合は，御自由に御追加下さい。

回答送付先（IGC 検討会議事務局）

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東 1-1-3

地質調査所地質部 野 沢 保

（Tel 0298-54-3652）

① 1992年第29回 IGC を日本に招致することに，A賛成，B反対 します。（いづれかに丸をつけて下さい）。

賛否にかかわらず，また，賛否御回答のむつかしい場合も，御意見あるいは付帯条件をお示し下さい。

② 1992年 IGC 日本招致の場合の，その実施内容について，特に貴機関からの御提言があったらお書き下さい。

①の質問に賛成とされなかった方も御意見をいただきたく存じます。例えば，説明資料3に略記した IGC 小委の日本方式案について，或は，メインテーマ，シンポジウムテーマ，巡検などについて，御提案をいただきたく存じます。

③ その他，IGC 日本招致問題に関係する御意見は何なりとおきかせ下さい。　　以上

なお，この IGC についての依頼書には説明資料が4種類添付されており，その(1) は“IGC とは”という表題で，目的とその意義・構成・会議・巡検・運営及び，IGC と IUGS の関係について説明があります。その(2) は“日本招致問題の歴史と背景”，その(3) は“日本開催を仮定するとどのような IGC になるか”という表題で，学術内容・巡検・財政・人材能力・事務局その他となっていて，この中の財政については次のように計画されています。

「東京あるいは京都で，参加者3,000名，同伴者400名と仮定して，業者に概略の見積りをさせました。それによると現況でおよそ26,500～20,000万円の支出で，収入は登録費16,000万円，国費2,000万円，寄付金8,500～2,000万円という内訳です。寄付金は一部は地質学関係者の自己負担により，他は民間や科学財団など援助団体に頼ることになりましょう。」

説明資料のその(4) には下記の日程予定が載っています。

「IGC 日本招致問題の審議日程予定

83年11月中旬	質問状発送
84年5月20日	質問状回収
6月上旬	検討会議として態度決定（検討会議解散）
6月下旬	地質研連，日本の公式態度決定（招致決定となれば）
8月中旬	モスクワ IGC で招致意志表示（招致の見通しが立てば）
9月～	日本 IGC 準備委員会設立
88年8月(?)	米国 IGC で招待申出（日本開催が承認されれば）
9月～	日本 IGC 組織委員会設立
89年4月～5月	日本学術会議決定・閣議了承
90年	日本学術会議 IGC 組織委員会設置」

以上

東京地学協会 取扱い出版物　▲印　新刊

日本地質図　〒 450円

No. 5，日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No. 8，日本温泉分布図　｜組の場	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧｜合1,950 〒 500円	〃	930
No. 9，日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11，日本の火山（2版）	〃	1,350
No.13，日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14，日本鉱床生成図(鉱種・時代)	〃	720
No.15-1，日本鉱床生成図（モリブデン・タングステン・錫）	〃	940
No.16-1，絶対年代図(花崗岩)	〃	650
No.16-2，絶対年代図(変成岩)	〃	900
No.17-1，粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4，日本鉱床分布図（銅・鉛・亜鉛・マンガン）	〃	3,010
No.17-5,6，日本鉱床分布図（金・銀・水銀・硫黄・石膏）	〃	2,120
No.18，日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19，日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧	〃	990
No.20，日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21，日本温泉放熱量分布図	〃	1,310

A．日本地質図 第3版（1968，凡例英文）	縮尺1/500万	560
B．日本の地質概要　第3版(1975)	A5，英文61頁	770
C．日本地質図 第4版（1982，凡例英文）	縮尺1/500万	1,340

AとB組合せの場合1,030円，BとC組合せの場合1,810円

地質構造図　〒 450円

No.1，秋田	縮尺1/ 50万	890
No.4，伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5，信越地域活構造図	1/ 20万	1,560
No.6，秋田・山形地域活構造図	1/ 20万	2,060

特殊地質図　〒 450円

No.11，山形市北部　説明書付	縮尺1/ 5万	850
No.13，佐世保北部	1/2.5万	850
No.15，石狩沖積低地　説明書付	1/ 10万	1,240
No.17，鬼首	1/2.5万	650
No.20，東京湾とその周辺地域　説明書のみ	1/ 10万	1,080
No.21-1，豊肥地熱地域地質図　説明書付	1/ 10万	2,310
No.22，静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/ 20万	780

活構造図　〒 450円

▲No.6，秋田	縮尺1/ 50万	1,710
No.8，東京	1/ 50万	1,620
▲No.11，京都	1/ 50万	1,660
No.13，高知	1/ 50万	1,460

水理地質図　〒 450円

No. 4，山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/ 5万	650円
No. 5，香東川・土器川・財田川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 6，愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 7，千葉西部	1/ 10万	650
No. 8，奈良県大和川流域	1/ 5万	650
No.11，長野県松本盆地　説明書付	1/ 5万	650
No.12，兵庫県南西部　説明付	1/ 10万	650
No.13，佐賀・福岡県筑後川中流域	1/ 5万	650
No.15，都城盆地　説明書付	1/ 10万	650
No.16，仙台湾臨海地域	1/ 10万	840
No.17，高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18，福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/ 5万	650
No.19，熊本県白川・黒川流域	1/ 5万	650
No.20，鳥取県日野川流域	1/ 5万	840
No.21，福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22，山梨・長野県釜無川上流域	1/ 5万	1,110
No.23，長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/ 5万	1,390
No.24，長野県千曲川中流域	1/ 5万	1,390
No.25，島原半島	1/ 5万	1,510
No.26，長崎県諫早・北高地区	1/ 5万	1,260
No.27，長野県上川・柳川・宮川流域	1/ 5万	1,260
No.28，福島県郡山盆地	1/ 5万	1,390
No.29，福島盆地	1/ 5万	1,540
No.30，甲府盆地	1/ 5万	1,530
No.31，長野県千曲川・犀川流域	1/ 5万	1,620
No.32，新潟県高田平野	1/ 5万	1,790
▲No.33，徳島県吉野川下流域	1/ 5万	1,390

火山地質図　〒 350円

No.1，桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2，有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
▲No.3，草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図		〒1000円
〔北海道・本州・九州〕(20地域)	縮尺1/ 5万	3,730

日本地質図索引図第2集（I）(1960～69)	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第2集（II）(1960～69)	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第3集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第4集（1975～79）	〒1000円	6,000

▲地　質　図　目録図　1983年版　〒 300円（既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの）	700

斉藤報恩会発行，増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950-1974）（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円，第一地帯 800円，第二 950円，第三 1,100円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

日本炭田図 〒500円（1.2.8.13は都内700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円）

No. 1, 常磐炭田図	説明書付	縮尺1/　5万	1,760円
No. 2, 北松炭田図	〃	1/2.5万	2,930
No. 3, 留萌炭田大和地区	〃	1/2.5万	730
No. 4, 常磐炭田泉地域	説明書付	1/　1万	730
No. 5, 釧路炭田新縫別地域	〃	1/　1万	730
No. 6, 石狩炭田東芦別地域	〃	1/　1万	1,330
No. 7, 釧路炭田北西部	説明書付	1/　2万	1,330
No. 8, 雨竜－留萌	〃	1/　2万	2,930
No. 9, 佐世保市南西部	〃	1/　1万	1,330
No.10, 新潟県赤谷	〃	1/ 5000	1,330
No.12, 佐世保西南部地域	〃	1/　1万	1,760
No.13, 天北炭田地質図	組の場合	1/2.5万	4,190
炭層対比図炭柱図	6,540円		2,650

海洋地質図　〒450円

	縮尺	
No. 2, 対島－五島海域表層底質図	1/ 20万	1,350
No. 3, 相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/ 20万	1,840
No. 4, 相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/ 20万	1,630
No. 5, 紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/ 20万	1,700
No. 6, 紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/ 20万	1,280
No. 7, 琉球島孤周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8, 西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9, 八戸沖表層堆積図(付図5)	1/ 20万	2,350
No.10, 八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/ 20万	1,970
No.11, 日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12, 西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/ 20万	2,440
No.13, 日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14, 北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15, 日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16, 紋別沖表層堆積図(付図3)	1/ 20万	2,460
No.17, 小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18, 小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19, 中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20, 隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/ 20万	2,530
▲No.21, 中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
▲No.22, 釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/ 20万	2,710
▲No.23, 日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24, 房総半島東方海底地質図	1/ 20万	2,570

空中磁気図　縮尺$\frac{1}{20万}$　〒450円

I. 酒田－村上－弥彦－糸魚川海域［$\frac{1}{50万}$1枚, $\frac{1}{20万}$3枚］	1,030円
II. 稚内－利尻－遠別－留萌－札幌海域(4枚)	1,030
III. 浜頓別－雄武－網走海域(2枚)	590
IV. 御前崎－浜松－豊橋海域(2枚)	590
V. 西九州長崎－川内海域(1枚)	590
VI, VII. 気仙沼－磐城－日立－鹿島－鴨川海域(5枚)	1,030
VIII, IX, X. 厚岸－襟裳－函館－積丹海域(7枚)	1,030
XI, XII. 輪島－福井－陸奥－宮古－花巻海域(7枚)	1,030
XIII. 福井－豊岡－隠岐海域(2枚)	590
XIV, XV, XVI. 豊橋－串本－室戸－佐多岬海域(8枚)	1,550
XVII, XVIII. 天北－十勝地域(2枚)	590
XIX, XX. 日高－大雪地域(2枚)	590
XXI, XXII. 奥尻－津軽－男鹿半島－酒田海域(4枚)	1,030
XXIII. 五島列島－野母崎－男女群島－甑島海域(2枚)	1,030
XXIV. 北見地域(2枚)	590
XXV. 大隅半島－屋久島－種子島東方海域(2枚)	1,030
XXVI. 佐渡相川－輪島－糸魚川－七尾海域(2枚)	1,030
XXVII. 伊豆沖－相模灘－伊豆諸島－房総沖海域(3枚)	1,030
XXVIII. 常磐沖東方海域(4枚)	1,030
XXIX. 日本周辺海域　縮尺1/100万(3枚)	1,030
XXX. 三陸沖東方海域(4枚)	1,030
▲XXXI. 関東沖東方海域(4枚)	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧　縮尺$\frac{1}{80万}$　〒450円

I. 新第三紀後期－第四紀の鉱化作用	610
II. 新第三紀の鉱化作用	590
III. 古生代後期－第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図　〒450円

No. 1, 青山奥	縮尺1/　5万	820
No. 2, 横浜	1/1.5万	820
No. 3, 横須賀	1/　2万	820
No. 5, 五城目南部	1/1.5万	820
No. 7, 魚沼　地質柱状図・説明書付	1/　5万	3,410 〒800円
No. 8, 本宿	1/2.5万	1,510
No. 9, 七谷	1/2.5万	820
No.10, 茂原	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11, 佐渡　説明書付	1/　5万	3,020 〒500円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印 新刊

1/5万 地質図及び説明書 （左上から定価の順で，同一価格のものはアイウエオ順）（△印説明書なし）

390円〒450円

△西方

440円〒450円

△羽前金山

460円〒450円

赤穂
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
飯田
今治西部
伊予三崎
岩内
岩館
宇部
宇部東部
襟裳岬
大垣
大迫
大畑
大屋市場
尾花沢
渡島小島
鬼鹿
小浜
飫肥
蟹田
海南
唐津
冠島
霧島山
串本
鞍岡
国分
甲府
小泊
昆布森
猿留
須坂
田沢湖
但馬竹田
垂水
丹後由良
妻籠
土淵
都農
津山東部
都井岬
当別
動木
苫前
富高
那智
男体山
沼田
鰐崎
八丈島
羽幌
浜益
東茂住
燧岳
人首
平戸
船津
幌加内
本岐
幌泉
母衣月
神子元島
三日市
三厩
森吉山
門別
吉野山
呼子
留萌

600円〒450円

△青谷・倉吉
荒島岳
伊万里
内之浦
渡島大島
大槌・霞露岳
大間・佐井
大村
蠣ノ浦
加治木
勝本・郷ノ浦・芦辺
金木
鹿屋
上里
草津
小口瀬戸
志布志
新宮・阿田和
周匝
川内
男女群島
達布
田並
太良鉱山
近川
月形
徳舜瞥
仁位
羽島
初浦
肥前高島付野母崎
日向青島
肥前江ノ島
弘前
深浦
三島
（伊予三島）
三田井
見付・掛塚
焼石岳
八幡浜・伊予高山
涌谷
若柳

890円〒450円

△伊東
五所川原
田老
△横田
脇野沢

1,390円〒450円

粟島
磯浜
稲取
伊良部島
岩沼
魚津
渡島福島
川尻
金華山
熊石
五城目
修善寺
下田
尻屋崎
多良間島
鶴居
利島
富江
那珂湊
野尻
彦根東部
都城
御蔵島
三崎
陸奥川内
屋久島西南部
八雲
米内沢

1,510円〒450円

羽後和田
▲国縫
小諸
酒田
知内
大樹
大正
館
多里
津幡
宮古島北部

1,840円〒450円

相沼
秋田
▲浅虫
浅舞
油川
石岡
上石見
木古内
静岡
千歳
古川
本荘
神門
八ケ岳
湯沢
遊楽部岳

2,390円〒500円

▲市野瀬
伊与鹿島・宿毛
▲魚貫崎及び牛深
大阪西北部
▲長万部
帯広
象潟
栗栖川
▲神津島
坂城
▲薩摩硫黄島
白木峰
太平山
竹田
蓼科山
津津
中甑
▲中浜
▲早岐
藤沢
三日町
宮古島
諸塚山
横浜
▲吉岡
▲与那国島
若桜

2.390円

〒 部内700円
第一地帯800円
第二地帯950円
第三〃 1,100円

浜松

2,510円〒500円

▲奥尻島北部及び南部

2,550円〒500円

▲岩国
松島

2,580円〒500円

▲信濃池田

2,610円〒500円

鴨川
▲塩釜

2,620円〒500円

亀山

2,700円〒500円

龍神

2,790円〒500円

江住

2,850円〒500円

上郡

2,880円〒500円

能代

2,940円〒500円

越後湯沢

2,980円〒500円

▲神戸

3,600円〒500円

▲三瓶山

地学雑誌　第860号　昭和59年２月20日印刷　昭和59年２月25日発行

編集兼発行者　前島郁雄

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話 東京(03)261-0809　振替口座東京0-66278

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 2 (861), 1984

目　　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

地学クラブお知らせ

5月：休日のため休会とします

6月：昭和59年6月20日（水）14：00〜16：30　地学会館

講演「太陽に環があった」(VTR 使用)

NHK，教養科学部チーフディレクター　高　柳　雄　一

7月：昭和59年7月20日（金）14：00〜16：30　地学会館

講演「活断層について　最近の話題」

東大　地震研究所　松　田　時　彦

（世話人　　虎　岩　達　夫）



写真1　こけ虫*Schizoretepora tumescens*（ORTMANN）の群体（乾燥標本，釧路沖産，約２倍）



写真2　チゴケムシ*Watersipora subovoidea* (D'ORBIGNY)の群体（生体，銚子海岸産，約1.5倍）



写真3　チゴケムシの初虫（約30倍）



写真4　同左

こけ虫の群体と初虫
Zoarium and Ancestrula of Bryozoa

こけ虫の群体は，被覆状，塊状，枝状をなすものが多いが，写真1，2のように網目状や葉状に成長するものもある。生体の色はさまざまであるが，チゴケムシは黒ずんだ血の色を呈することからその名がある。

チゴケムシの幼生は卵室から遊離し，数時間のうちに付着して初虫に変態する。写真3，4は初虫が触手を出しているところを顕微鏡でとらえたものである。

1982年7月，1983年11月　坂上澄夫・西澤康男・永野統宏撮影，Photos by S. SAKAGAMI, Y. NISHIZAWA and N. NAGANO

地学雑誌 93-2 (1984)

現生および化石こけ虫の骨格
——その化学組成について——

坂上澄夫* 増田富士雄**
川辺鉄哉* 西澤康男*

Recent and Fossil Bryozoan Skeletons: Their Chemical Composition

Sumio SAKAGAMI, Fujio MASUDA, Tetsuya KAWABE and Yasuo NISHIZAWA

Abstract

After the brief introduction on the morphology, taxonomy, phylogeny and ecology of the cheilostome bryozoans, the chemical compositions such as minerals, elemental and isotopic compositions of some bryozoan skeletons were discussed. Bryozoan skeletons are composed of three types of mineral phases, namely, high-Mg calcite, high-Sr aragonite and/or their mixtures.

Based on the partition coefficient-ionic radius diagrams for bryozoan skeleton system, three groups of elements can be clarified as follows: (1) Group of Mg, Ca and Sr, only controlled by the crystal structure, they are carbonates, (2) Group of Mn, Fe, Zn, Co, Cu and Ni, controlled by the crystal structure and physiological activities, they are "bio-minerals", and (3) Group of Li, Na, K, Al, V and Cr, not controlled by the crystal structure, they may be treated as inclusions and foreign detrital grains. The diagrams indicate that the bryozoan skeleton is to be the primitive calcification group formed under the nonequilibrium condition. The elemental composition of mineralizing solution, from which the skeleton of the bryozoan *Microporina* precipitate, was estimated using the two-step model for elemental partition among skeleton, mineralizing solution and environmental water based on the diagram. The elemental composition of the early Pleistocene bryozoan skeletons was also compared with the Recent one on the standpoint of early diagenetic process.

Both carbon and oxygen isotope compositions of bryozoan skeletons are systematically changed by the water temperature and oxygen isotope composition of seawater.

I. 序

筆者らは，昭和56年度から3カ年にわたって，「現生こけ虫の飼育とその古生物学への応用」という課題で文部省科学研究費（一般研究B）の交付をうけ，研究をおこなった。研究の目的は，現生こけ虫を正確な環境下，とくに水温と塩分濃度を一定にした水槽内で飼育し，それによって形成された石灰質骨格の微

* 千葉大学理学部 Faculty of Science, Chiba University
** 筑波大学地球科学系 Institute of Geoscience, University of Tsukuba

量元素量と酸素および炭素の同位体比を測定し，一方，各地から採集した化石こけ虫についても微量元素と酸素・炭素の同位体比を測定し，その結果と飼育こけ虫による測定値との比較によって，化石こけ虫の生活していた古環境，とくに古水温と古塩分濃度の推定をしようとするものであった。

現生こけ虫の飼育に関しては銚子市外川にある千葉大学理学部海洋生物環境解析施設に水槽を設置し，銚子海岸で採集した *Watersipora subovoidea* (D'ORBIGNY)（チゴケムシ）の飼育を試みた。チゴケムシは，わが国の海岸の潮間帯で岩などに被覆あるいは二層性起立群体としてごく普通にみられる。銚子海岸では，この類は初夏から夏にかけて母体内の胚嚢から幼生が遊出することがわかったので，58年度には幼生が遊出する前にその群体を採集して水槽内で飼育することにした。こけ虫の飼育でもっとも重要で困難な問題は，他のすべての動物についても言えることであるが，その餌をいかに確保し与えるか，ということである。海棲こけ虫は，一般に珪藻類を摂食しており，就中，*Nitschia* 属を好むとされているので，その純粋培養を試みたが成功しなかった。水槽内に入れたチゴケムシは７月初旬に幼生を放出したが，餌を十分に与えることができなかったので，殆んど出芽 (budding) することなしに死滅してしまい，結局，水槽内での飼育は現在までのところ失敗に終っている。

一方，三浦半島油壺湾では，東京大学臨海実験所を基地として湾内にある筏にこけ虫が着生できるような器具を吊架し，こけ虫の幼生が着生してからの成長過程を観察・記録し，同時に水温，塩分濃度を測定した。とくに大量に付着したこけ虫は *Bugula neritina* (LINNÉ)（フサコケムシ）で，成長速度は非常にはやく，５月から６月にかけての１カ月間に，長さ約3.5cm ほどの房状群体に成長した。また，チゴケムシも器具に着生させることに成功し，いくらかの群体を採集し，化学分析用の試料とすることができた。

化石こけ虫の試料としては，56年度は北海道渡島半島部の上磯町細小股沢に露出する富川層（更新統）と今金町北方に露出する貝殻橋砂岩部層（中新統）から，57年度は沖縄本島知念砂層（更新統）と千葉県君津市西谷に露出する地蔵堂層（更新統）から，また，58年度は新潟県下数地の第四系から多数の試料を採集した。

さて，海棲生物の硬組織は $CaCO_3$ を主成分とし，多種類の微量元素を含んでいることは周知の通りである。貝殻やさんごの骨格の元素組成については，これまで多くの研究があり，比較的よくわかっているが，他の生物のそれについての研究例はすくない。そこで，こうした元素組成がどのような環境因子の指標になるかを知るための基礎資料として，こけ虫骨格の元素組成をあきらかにしたので，ここに報告する。

ここでは，こけ虫動物のうち，とくに本論に関係のある唇口類 (Cheilostomata) の形態・分類・生態について概説した後，化学分析の結果とその意義について述べる。

II.　唇口類の形態と分類

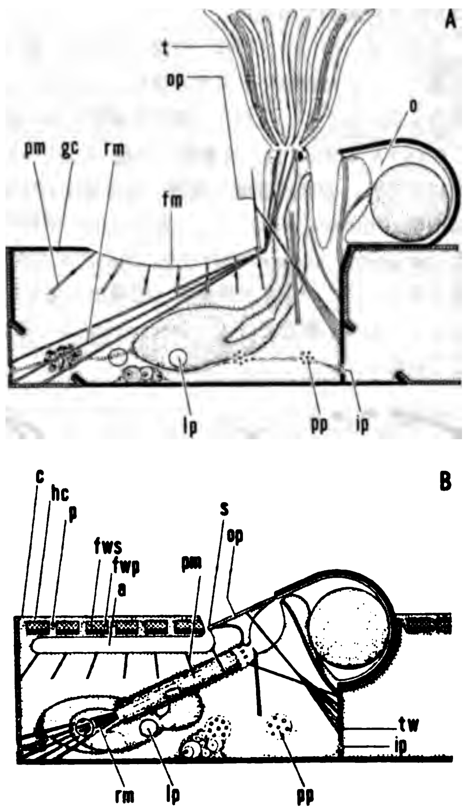
こけ虫類に対しては，Bryozoa あるいは Ectoprocta という分類学上の名称が使われているが，そのど

- こけ虫動物門 (Phylum Bryozoa or Ectoprocta)
  - 被喉綱 (Class Phylactolaemata)
  - 裸喉綱 (Class Gymnolaemata)
    - 狭喉上目 (Superorder Stenolaemata)
      - 円口目 (Order Cyclostomata)
      - 胞孔目 (Order Cystoporata)
      - 変口目 (Order Trepostomata)
    - 広喉上目 (Superorder Eurylaemata)
      - 櫛口目 (Order Ctenostomata)
      - 隠口目 (Order Cryptostomata)
      - 唇口目 (Order Cheilostomata)

ちらをとるかは研究者によって見解が異なり，必ずしも一致していない。また，これを一つの独立したこけ虫動物門（Phylum Bryozoa あるいは Phylum Ectoprocta）として扱うか，箒虫類，腕足類と共に触手動物門（Phylum Tentaculata）に含めるかについての議論（馬渡 1965, SCHOPF 1967, 坂上 1970）もあるが，ここでは坂上（1974）の分類をかかげておく。

このうち，胞孔目，変口目，隠口目は殆んどが古生代末に絶滅しており，現在まで生存しているのは円口目，櫛口目，唇口目の3目である。今回おこなった化学分析には，化石および現生の唇口類を用いたので，ここでは唇口類の形態とその大分類について述べる。

唇口類は他のこけ虫類と異なり，側壁（lateral wall），底壁（basal wall），前後壁（transverse wall）が石灰化するために独特な虫体奔出機構をもっている。現在，唇口目は無嚢亜目と有嚢亜目に分けられている。無嚢類（第1図，A）では表膜（frontal membrane）に付いた体壁筋（parietal muscle）が表膜を引き下げ，体腔内の圧力を高めることによって虫体（polypide）を外に出し，後引筋（retractor muscle）の作用で虫室内に引きもどす。虫体は摂食と呼吸の両作用をする触手冠（lophophore, tentacle crown）と消化管からなっている。これに対して，有嚢類（第1図，B）では表壁（frontal wall）が石灰化して，もはや表膜を引き下げることができなくなっているので，虫室口の後方に開く調整嚢(compensation sac, ascus）を持つようになる。体壁筋が収縮すると，それにつながる調整嚢が拡大し，海水が流れ込むと同時に体腔内の圧力が増加するので，虫体が奔出する。LEVINSEN（1909）は唇口類のうちで調整嚢の有無を重視して有嚢亜目と無嚢亜目に区別したのである。



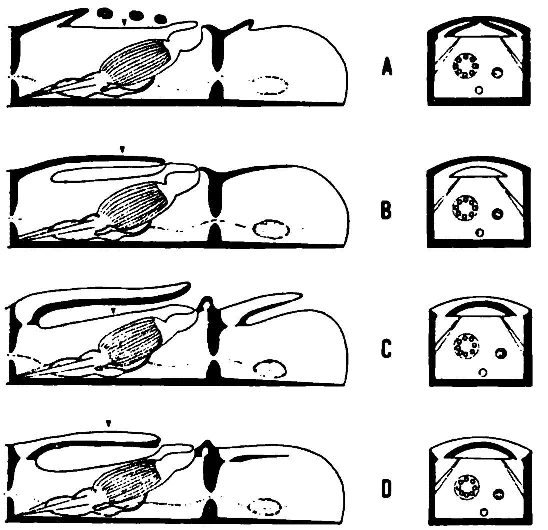
第1図　唇口類の構造と各部名称
A：無嚢類，B：有嚢類，a：調整嚢，c：クチクラ外包，fm：表膜，fwp：一次石灰化表壁，fws：二次石灰化表壁，gc：裸壁，hc：膜下腔，ip：個虫間孔，lp：側壁孔，o：卵室，op：口蓋，p：偽孔，pm：体壁筋，pp：孔板，rm：後引筋，s：湾入，t：触手，tw：前後壁
（RYLAND 1970による，一部改変）
Fig. 1　Zooid structure in the Cheilostome Bryozoa

この二つの亜目が設けられた当時は，漠然と無嚢亜目から有嚢亜目へ進化したと考えられていたが，表壁の成因については，すでにいくつかの説が提案されていた。このような状況の中で，SILÉN（1942）は調整嚢の有無にとらわれず，体壁の石灰化を基準にして全く新しい分類体系を組み立てた。彼は，表壁を欠いているか，極くわずかしか持っていないものを Membranidea，棘（spine）の融合によって生じた表壁を持つものを Spinocystidea，裸壁（gymnocyst）が伸びて表壁を作っているものを Gymnocystidea，隠壁（cryptocyst）を持つものを Cryptocystidea とした。大部分の唇口類はこの四つのどれかに含まれる（馬渡 1965, BANTA 1970）。有嚢類が多系統（polyphyletic）であるとした SILÉN（1942）の考えは画期的なものであったが，当時は表壁の構造と発達過程が詳しく解明されていなかったので，彼の分類体系

はかなり理論的であった。

そのため，SILÉN (1942) の説はしばらく顧みられなくなるが，HARMER (1957) は調整嚢の形成過程に基づいて，有嚢類を不完全有嚢類 (Ascophora Imperfecta) と膜性有嚢類 (Ascophora Vela) の2類に区分した。しかし，現在では膜性有嚢類も多系統であると考えられている。

BANTA (1970) は，有嚢類の1種 *Watersipora arcuata* の表壁の構造と発達過程を詳しく研究した。彼によると，表壁は底壁，側壁，前後壁が石灰化したあと，最後に虫室後部から成長しはじめる。この壁は内壁 (interior wall) として前方に向って石灰化していき，後体腔 (metacoel) を hypostegal coelom と perigastric coelom に分ける。BANTA (1970) は，この壁を腔壁類 (Coelostega) によく発達する隠壁とみなし，このような無嚢類と隠壁から生じた表壁を持つ有嚢類をまとめて Cryptocystidea とした。このようにして，最近では Cryptocystidea が，SILÉN (1942) の定義を拡大した形で使われるようになってきている。



第2図　有嚢類にみられる表壁の4つの型
A. Cribrimorpha 型，B. Gymnocystidea 型，
C. Umbonuloid 型，D. Cryptocystidea 型
矢印の部位は発生学的に同じ位置を示す。
(HAYWARD and RYLAND 1979による)

Fig. 2 Four different types of frontal wall in the Ascophora

現在では，有嚢類の表壁は第2図に示すように四つの型に分けられている。Aは篩壁類 (Cribrimorpha) に見られる表壁 (pericyst と言う) で，周辺から伸びたいくつかの棘が部分的に融合して作られ，海水はこの棘と棘の隙間 (lacunae) を通して流れる。この壁と表膜の間の空間 (epistege) を調整嚢とみなす研究者は，篩壁類を有嚢類に入れ（例えば，HAYWARD and RYLAND 1979)，そうでない研究者は無嚢類に入れている。Bは裸壁が前方に石灰化してできた表壁を持つ有嚢類で，例えば *Hippothoa* 属があげられる。Cは Umbonuloid 型の表壁で，表膜上に後方からひだ (fold) が覆いかぶさり，その下面だけが石灰化して hypostegal coelom が残される。Dは表壁が隠壁として発達するもので，二つに分けられた体腔は縁辺孔 (areolar pores) を通して連絡する。縁辺孔は前後壁にあいた個虫間連絡孔 (communication pores) とよく似た構造を持っている。

以上述べた4種類の表壁の型と2種類の調整嚢の形成機構を組み合せることによって，系統を反映した唇口類の分類体系を作ろうとする試みが多くの研究者によってなされてきたが，表壁の構造と形成過程が詳しく検討された種もすくなく，またごく少数の形質だけに基づいた分類は危険性が高く (BOARDMAN, CHEETHAM and COOK 1970)，すべての唇口類にこのような分類体系を適用することは困難である。

化石の場合，こけ虫骨格の石灰質部分しか残らないが，縁辺孔，不定性鳥頭体 (adventitious avicularia)，垂直出芽 (frontal budding)，体壁の二次石灰化などの有無から hypostegal coelom の存在を推定することも可能である (BANTA 1973)。しかし，Cryptocystidea 型表壁と Umbonuloid 型表壁を区別することは，生きている群体の生長端 (growing margin) を調べない限り不可能である。今後，化石こけ虫でもこのような表壁の型を識別するために微細構造，鉱物組成（有嚢類の場合，アラゴナイトの有無とその分

布）について，広い研究が望まれる。また，巨視的な特徴によって表壁を区別した olocyst, pleurocyst, tremocyst という記載用語が使われていたが，それらの定義があいまいであったり，その構造や形成過程に関する情報が不足しているとの指摘（BANTA 1970, SANDBERG 1971, 他）もあり，現在ではこのような用語は殆んど使われていない。したがって今後，電子顕微鏡による表壁のより詳細な観察も必要である。

III. こけ虫の生態

こけ虫類は水中で生活する付着動物で，淡水中にも海水中にも棲息するが，特に海棲のものは種類が極めて多く，あらゆる海洋の潮間帯から数千メートルの深海にまで分布する。

殆んどのこけ虫類は固着性で，その主な着生物は岩盤，礫，海藻，二枚貝，巻貝（ヤドカリの入ったものを好む），多毛類の棲管，甲殻類，他のこけ虫類などである。これらの着生物の豊富な陸棚上で種数が多く，特に水深40～50m前後で最多となる（SCHOPF 1969a, RYLAND 1970）。それに対して，大陸斜面や海洋底では着生物に乏しく，陸棚上にくらべて種数がかなり少なくなる（SCHOPF 1969b)。北米ミシシッピー川の三角洲の沖合堆積物のような細粒物質の堆積するような場所は着生物に乏しく，こけ虫類にとっては棲息しにくい環境であるが，*Cupuladria* 属のような特殊な自由群体を作るこけ虫はこのような所にでも棲息できることが知られている。しかし，礫質の海底に棲むこけ虫類にくらべれば種数は少ない。

こけ虫類は，触手にある繊毛で水流を作る。これによって珪藻などの食物を含んだ海水が触手の間を流れ，同時に排泄物や細かい堆積物を流し出す。群体表面を流れる水流系にはいくつかのパターンがみられ，水流を起すためにそれぞれの個虫の行動が統合されることも多い（WINSTON 1978, ほか)。この水流系が維持されるためには，潮流や波浪によって作られた水流が群体の表面を流れるとき，ある速度より小さくなければならない。これについて LIDGARD (1981) は興味深い実験をおこなっている。彼はコンブ類（*Laminaria* 属）を被覆した *Membranipora villosa* の虫体の行動と群体の表面での流速との関係を調べた。それによると，流速が 2 cm/sec 以下では虫体は完全に外に伸出していたが，2～5.5cm/sec では流れにもまれて収縮してしまった。こけ虫類のように固着性でろ過食性の動物は，周囲より流速の遅い境界層 (boundary layer) の中で生活しているので，境界層を流れる海水の速さがこけ虫類の分布に影響をおよぼすと考えられる。一方，RYLAND (1970) は境界層の流速が着生しようとしている幼生に対して影響力をもつだろうと述べている。

櫛口類の *Monobryozoon* 属を除けば，すべてのこけ虫類は無性生殖によって出芽をくり返し，多数の個虫からなる群体を作る。群体の大きさは普通数 mm から20～30cm 程度であるが，形は変化に富んでいて，古くから研究されてきた。これらの群体形と環境の間には相関があり，古生物学への応用もなされている。化石としては，主に被覆状，塊状，枝状，円柱状，葉状，網目状などの群体形をもつこけ虫類が破片として産出することが多い。群体形は種によって大体きまっているが，例えば *Watersipora subovoidea*（チゴケムシ）のように殆んどの場合は被覆状であるが，ときに二層性起立葉状群体を形成することもある。

被覆状群体は，陸棚上で深度に関係なく最も優勢であり，これらのこけ虫類はふつう固い着生物に付着するので，着生に適した物質の有無がこけ虫類の分布に影響を与えている。しかし，これは個々の種が陸棚において深度分布を持たないことを意味しているのではない。これに対して，網目状群体や継ぎ目を持たない枝状群体（erect, rigid colony）は，数十メートル以深にしか見られない（RYLAND (1970) の表による)。しかし，この分布の上限が環境によってどのように上下に変化するのか知られていないため，この数字を直接古生物学に応用することは危険である。今後，このような石灰化の著しい起立群体を持つ種の分布と，堆積物の供給量，波浪作用限界深度などとの関係を詳しく調べることが重要である。

枝状群体を作るこけ虫類は，多毛類の棲管に付着することもあるが，化石になった場合棲管は一般に残

らないので，こけ虫群体だけが産出することが多い。同様に，海藻はこけ虫類にとって極めて重要な着生物でありながら，ふつう化石として残らない。実際，現在の沿岸域で外洋，内湾に関係なく多くの種類のこけ虫が海藻を着生物として利用している。しかし，無秩序に分布しているのではなく，ある程度分布に傾向がみられる。この理由の一つとして，“海藻選択”がある。こけ虫類は多くの無脊椎動物と同様に幼生の時代をおくる。殆んどのこけ虫類はトロコフォラ幼生（trochophora larva）によく似た幼生で1～2日の遊泳期間をすごすが，なかにはキフォナウテス幼生（cyphonautes larva）と呼ばれ，数週間の遊泳期間をもつものもある。1匹の幼生が付着後変態して最初の個虫となり，やがて無性生殖によって出芽をくり返し，一つの群体に発達することになるが，そのときに付着する海藻を選択することが知られている。実験水槽内で幼生が選択した海藻と実際の海中で付着している海藻はよく一致している（RYLAND 1970)。また，同じこけ虫の種が，水流の速さによって付着場所を異にしていることも知られている（RYLAND 1970)。

海藻に付着したこけ虫類の群体形は，主に被覆状（例えば *Membranipora serrilamella* など），塊状（*Celleporina porosissima* など），房状（*Tricellaria occidentalis* など）などであるが，塊状のものは化石として産出した場合，海藻についていたことが推定できることもある。筆者らが内湾で遺がい群集を調べた結果，海藻に付着していたと考えられるこけ虫類の割合がかなり高く，それらの中には海藻に付着した状態で流されてきて堆積したと考えられるものが多いことがわかった。

今後，古生物学への応用のためにも，現在の浅海でのこけ虫類の分布を詳細に調べることが切望される。

IV. こけ虫の化学組成

1） 鉱物組成

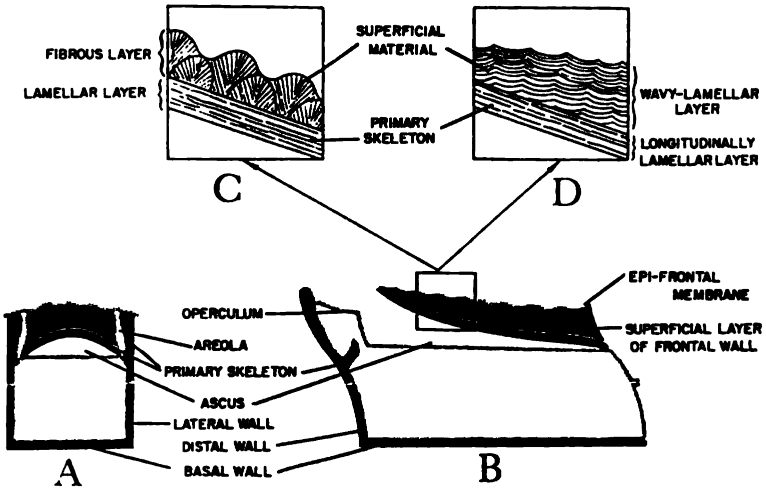
こけ虫骨格を構成する鉱物は，炭酸カルシウムを主成分とする菱面体晶系のカルサイト(方解石，calcite)，斜方晶系のアラゴナイト（アラレ石，aragonite）および両者が混在したものが主体である。カルサイトはマグネシウム含量の高いカルシウム（後述）である。こけ虫骨格内には，後述するように有機物や水分含量が50％を越すものがあったり，石灰化度が高いものや低いものがあったりする。したがって，こうした事を反映して，鉱物の組み合せは複雑である。例えば，RUCKER and CARVER（1969）が調査した被覆性の無嚢類（16種）はすべてカルサイトからなり，自由群体を作る無嚢類(*Cupuladria canariensis* (sensu lato）など）はアラゴナイトまたは両者の混在からなる。アラゴナイトを形成する有嚢類では一次表壁（primary frontal wall）の上にある表層（superficial layer）にそれが認められる(CHEETHAM et al. 1969，第3図)。こうしたアラゴナイトとカルサイトの混在比が海水温に関係するという考え(LOWENSTAM 1954, RUCKER and CARVER 1969）と，関係しないとする考え（CHEETHAM et al. 1969）があって未解決のままに残されている。このような問題の解決には，現生こけ虫についての更に詳細な研究が不可欠であろう。

その他の鉱物としては，リン灰石（apatite）の存在が推定され（SCHOPF and MANHEIM 1967）たり，リン酸カルシウム（phosphate, amorphous dahllite precursar）の存在も知られている（LOWENSTAM and WEINER 1983)。

2） 元素組成

貝殻，さんご骨格，有孔虫殻，こけ虫骨格をはじめとする多くの海棲生物の硬組織は炭酸カルシウム（$CaCO_3$）を主成分とし，多種類の微量元素を含んでいる。元素組成が比較的よく調べられているのは貝殻，とくに二枚貝類についてで，こけ虫骨格をはじめとする多くのものについては研究例が少ない。

SCHOPF and MANHEIM（1967）は，現生こけ虫14種29サンプルについて化学分析をおこない，それと従来報告されている25サンプルについての結果と合わせて考察し，その化学組成を次の三つに区分できることを示唆した。(a）石灰化度は低く，50％(重量比)以上の有機物や水分を含むもの――被喉類（Phylacto-



第3図 *Metrarabdotos* 属の虫室壁の構造
A. 横断面, B. 縦断面, C. *M. unguiculatum* の表壁縦断面, D. *M. tenue* と *Metrarabdotos* 属の化石種表壁縦断面. (CHEETHAM et al (1969) による)

Fig. 3 Structure of zooecial walls in *Metrarabdotos*
A, B. Transverse and sagittal views of zooecium.
C. Longitudinal view of frontal wall in *M. unguiculatum*.
D. Longitudinal view of frontal wall in *M. tenue* and fossil species of *Metrarabdotos*.

laemata, すべてが淡水性), 汽水性又は淡水性の櫛口類 (Ctenostomata)；(b) 石灰化度は良いが, 25～50%の有機物や水分を含むもの――*Bugula* 属や *Eucratea* 属などの房状唇口類 (erect and bush-like Cheilostomata)；(c) 石灰化度は高く, 10%以下の有機物や水分を含むもの――唇口類 (Cheilostomata) と円口類 (Cyclostomata)。このうち, (a) と (b) のグループはリンと鉄の含有量が高く, (c) のグループはそれらが低いことで特徴づけられる。

こけ虫骨格内の部位の違いで元素含量が異なるという報告 (SAUDRAY and BOUFFANDEAU 1958) もあるが, 当時の鉱物同定能力から考えて, すでに述べた複雑な鉱物組成が反映していると思われる。SCHOPF and ALLEN (1970) はカルシウム, マグネシウム, ストロンチウムについて, 同一鉱物内では元素含量が一定であることを報告している。

こけ虫骨格については, 最近まで, マグネシウム, 鉄, カルシウム, ストロンチウム, バリウム, 亜鉛, リンの7元素について分析値が報告されているにすぎなかった。最近, MASUDA and SAKAGAMI (1982) は唇口類, *Microporina articulata* (現生と化石) と *Myriozoum orientalis* (化石) の骨格の化学分析をおこない, 18元素についての元素組成を明らかにした。第1表は, その結果と MILLIMAN (1974) がまとめた分析値も比較のため示してある。ここでは, こけ虫試料の分析法と分析結果について略述し, これらの元素組成はいかなる要因によって支配されているのかを理解するために, 既によく調べられている貝殻の元素組成について説明した後に, こけ虫骨格について検討を加えることにする。

現生こけ虫の分析試料としては, 房総半島東方海底から採集した *Microporina articulata* (FABRICIUS) (第4図) で, 第1表中の (27) は N35° 17.45′, E140°45.50′, −130m；(48) は N35° 21.40′, E140°46.35′, −105m；(49) は N35° 18.55′, E140° 50.00′, −150m から得られた。試料は数mm 以下に粉砕し, 超音波洗浄後, 風乾し, 骨格内に詰った泥塊を顕微鏡下で除去する。この作業をくり



第4図 *Microporina articulata* (FABRICIUS). 葉県房総沖千産（現生）

Fig. 4 *Microporina articulata* (FABRICIUS). Recent specimens from off Boso peninsula.

返し，精選された数 mg の試料について誘導結合高周波プラズマ発光分光分析計によって18元素（表中）の定量をおこなった。分析法の詳細は平野他 (1979), MASUDA and SAKAGAMI (1982) を参照されたい。

Microporina articulata の骨格はマグネシアンカルサイト*(magnesian calcite, 以下略号 MgC とする）からなり，その元素組成（第1表）は従来報告されているいろいろな海棲生物の MgC 硬組織の平均組成 (MASUDA 1981, 第1表の右側から3番目のコラム）に近いことが判った。

2段階モデル さて，貝殻

第1表 こけ虫の元素組成 単位は ppm (MASUDA and SAKAGAMI 1982)

Table 1 Chemical composition of Recent and fossil bryozoans (ppm)

MgC = high Mg-calcite, Arg. = aragonite, (a) = *Tubulipora*, (b) = *Bugula*, *Eucratea*, *Membranipora*, (c) = *Cryptosula*, *Schizoporella*, (d) = *Parasmittina*

	Recent			Fossil							Recent (after Milliman,1974)				Mean of biog. MgC	Mean of sea-water	Electric charge	Ionic radius (Å)
				Cheilostomata														
	Microporina articulata			Microporina articulata			Myriozoum orientalis				Cyclo-stomata	Cheilostomata						
	Off Boso Peninsula			Pleist., Tomikawa F., S. Hokkaido														
	(27)	(48)	(49)	(1)	(2)	(3)	(1) white	(1) black	(2)	(3)	(a)	(b)	(c)	(d)				
	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC	MgC+Arag.	Arag.				
Li	5.9	4.5	4.3	6.6	6.9	4.8	4.5	5.9	3.9	4.5	-	-	-	-	-	0.17	1+	0.76
Na	5000	4100	4800	5050	4700	5000	4200	4950	3800	3900	-	-	-	-	6100	10500	1+	1.02
K	100	100	110	100	100	90	90	100	90	100	-	-	-	-	200	380	1+	1.38
Ni	1.4	0.2	0.3	1.4	0.7	0.9	1.2	1.4	1.6	0.9	-	-	-	-	-	0.002	2+	0.69
Mg	19300	19500	19500	15600	15800	15400	12600	12300	11200	12000	12000	28300	15500	1600	28300	1350	2+	0.72
Cu	0.6	0.8	0.9	1.8	2.0	1.5	1.2	1.5	1.0	1.0	-	-	-	-	6	0.003	2+	0.73
Co	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	-	-	-	-	-	0.0005	2+	0.745
Zn	55	35	40	65	75	75	60	130	45	35	53	-	-	-	41	0.01	2+	0.74
Fe	880	670	530	920	1500	1300	1000	2600	860	1600	1100	6600	1900	1000	250	0.01	2+	0.78
Mn	120	110	120	1100	1500	1400	860	670	1200	890	-	-	-	-	22	0.002	2+	0.83
Ca	357000	358000	360000	365000	352000	359000	360000	340000	368000	370000	381000	359000	378000	392000	341000	400	2+	1.00
Sr	2390	2370	2320	2420	2060	2150	2490	2270	2540	2610	3000	2300	4700	8700	2600	8	2+	1.18
Ba	11	11	10	120	130	140	130	140	130	120	60	57	29	21	18	0.03	2+	1.36
Al	280	280	250	520	820	590	590	1050	130	170	-	-	-	-	-	0.01	3+	0.53
V	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	-	-	-	-	-	0.002	3+	0.64
Cr	5	2	3	5	5	4	3	3	2	4	-	-	-	-	-	0.0005	3+	0.615
B	42	14	21	52	48	39	25	14	16	6.3	-	-	-	-	-	4.6	3+	0.12
P	310	430	320	660	670	660	700	760	730	700	1300	5800	1900	900	-	0.07	5+	0.17

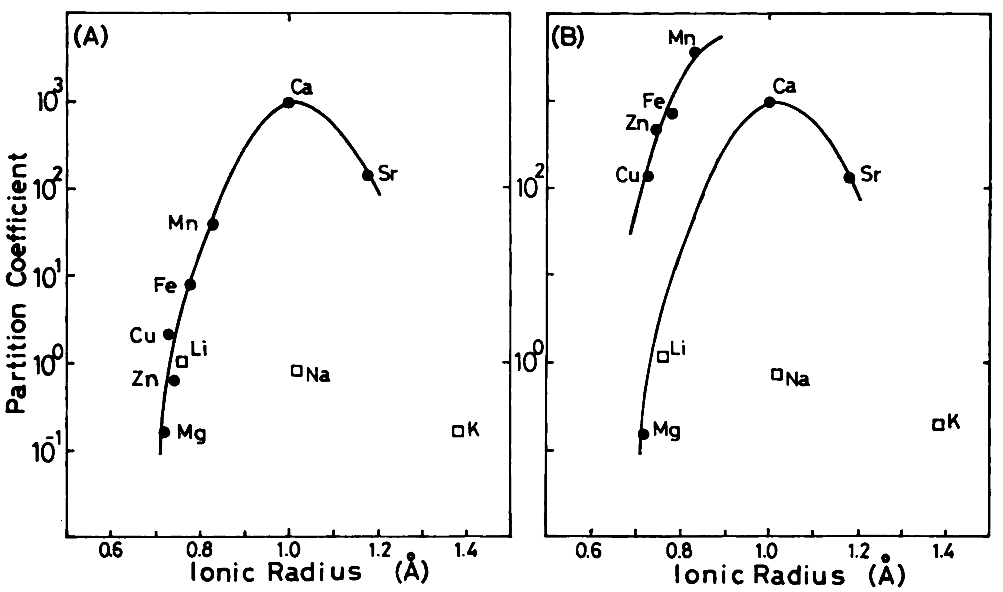
* high-Mg calcite, magnesium calcite, Mg-rich calcite 等とも呼ばれる。

の「硬組織と海水との間の元素分配」は2段階モデルで説明できる。第1段階は，海水と細胞液間の液相一液相間の分配で，第2段階は，細胞液と硬組織間の液相一固相間の分配である。

海棲生物の炭酸塩硬組織の形成が，海水から直接おこなわれることは殆んどない。必ず有機質の膜や軟体部またはすでに形成された硬組織で，海棲生物は海水とは隔離され，炭酸塩結晶はそうした場の"細胞液"から沈積する。貝類でもこけ虫類でも，硬組織形成はこの2段階モデルにしたがっているとみられる。貝類について言えば，硬組織は貝殻で，その結晶形成の場の細胞液は外套液 (extrapallial fluid, DE WAELE 1930) である。海棲生物のうちで，こうした細胞液の元素組成がわかっているのは，現在数種の貝類についてのみである。ここでは，和田 (1974)，WADA and FUJINUKI (1976) によるアコヤガイ (*Pinctada fucata*) のデータを用いて説明してみよう。

PC-IR 図 分配係数一イオン半径図 (PC-IR diagram, Partition coefficient-ionic radius diagram) に，アコヤガイの「外套液と貝殻間の分配 (第2段階)」を表現してみよう (第5図 (A))。分配係数は (貝殻の元素濃度)／(外套液の元素濃度) で示される。分配係数が1以下の元素は貝殻よりも外套液に濃縮され，1以上の元素は貝殻の方により濃縮され易いことを示す。イオン半径については SHANNON (1976) にしたがった。

第5図 (A) に示したアコヤガイについての PC-IR 図 (ONUMA et al. 1979, MASUDA and HIRANO 1980) では，カルシウムを頂点として，ストロンチウム，マンガン，鉄，銅，亜鉛，マグネシウムの2価の元素がひとつのきれいな左右対称のパラボラ形の上にプロットされる。アコヤガイの殻はアラゴナイトからなり，$CaCO_3$ を主成分としている。この結晶構造には，陽イオンのための席は1種類しか用意されていない。この結晶に最も適したイオン半径の陽イオン元素はカルシウムであり，それよりイオン半径が大きくなっても，また小さくなっても，カルシウムを置換してその結晶格子を占めることが困難になる。その置換しにくさの程度，すなわち，結晶内に取り込まれにくさの程度がパラボラ形として表現され



第5図 アコヤ貝の PC-IR 図 (A) 外套液一貝殻間の分配，(B) 海水一貝殻間の分配．縦軸は分配係数，横軸はイオン半径．

Fig. 5 Partition coefficient-ionic radius diagrams for the shell of *Pinctada fucata* and its extrapallial fluid (A), and for the shell and seawater (B)

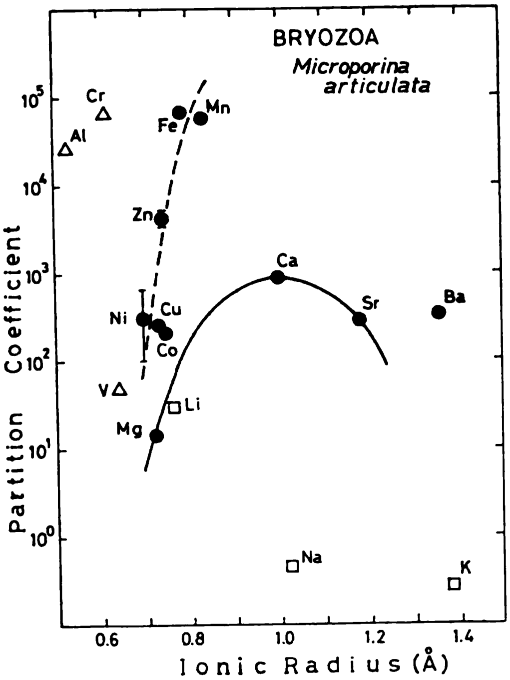
ると理解できる。

こうしたことから，第２段階の貝殻と外套液の分配現象では，２価のアルカリ土類元素（Sr, Ca, Mg）と遷移金属元素（Mn, Fe, Cu, Zn）が，結晶構造に支配されていると考えられる。これらの元素は主成分のカルシウムを置換していて，その程度は，結晶構造とそれらの元素のイオン半径との間の関係という，“無機化学的な現象”として考えることができる。

一方，１価のアルカリ元素（Li, Na, K）は，カルシウムをピークとしたパラボラ形を示さないことから，結晶構造支配が成り立っていない。したがって，これらの元素は結晶内でカルシウムを置換して存在するのではない（炭酸塩として存在していない）。貝殻中のこれらの元素については，包有物や結晶間の有機物等に関係して存在すると考えている（MASUDA and HIRANO 1980）。

アコヤガイ以外のマガキ（*Crassostrea gigas*），ヒオウギ（*Chlamys nobilis*），イケチョウガイ（*Hynopsis schlegeli*）等の海棲や淡水棲の二枚貝でも，同様の現象が成立している（MASUDA 1981）。

次に，「貝殻と海水間の分配」を PC-IR 図に表現してみる（第５図（B））。これは，第１段階と第２段階を通しての分配現象を表現したものと言える。第５図（B）では，２価のアルカリ土類元素のストロンチウム，カルシウム，マグネシウムは，第５図（A）とほとんど同じ位置にプロットされる。この図（B）のパラボラ形は図（A）のものと同じ形で同じ位置に描かれている。図（A）では，このパラボラ上にきれいに乗っていた２価の遷移金属元素（Mn, Fe, Cu, Zn）が，図（B）ではパラボラの左肩の上に平行移動したように並んでプロットされている。すなわち，これら２価の遷移金属元素は，第１段階の海水―外套液間で著しく濃縮されることを示している。また，１価の元素（Li, Na, K）も図(B)において図（A）と殆んど同じ位置にプロットされている。すなわち，図（A）と図（B）とで殆んど同じ位置にプロットされる２価のアルカリ土類元素と１価のアルカリ元素は，海水中の濃度と外套液中の濃度で大きな変化がないことを示す。



第６図　こけ虫（*Microporina articulata*）骨格と海水間の PC-IR 図

Fig. 6　Partition coefficient-ionic radius diagram for bryozoan skeleton of *Microporina articulata* and seawater

こけ虫骨格の PC-IR 図　筆者らが明らかにしたこけ虫骨格の多元素分析値（第１表）を用いて，貝殻の場合に相当するこけ虫骨格と海水間の PC-IR 図を作成した(第６図)。海水値は HILL (1963) による平均海水値を用いた。

この第６図のこけ虫骨格についても，第５図の貝殻の場合と同様な図を描くことができる。すなわち，カルシウムを頂点としたマグネシウム，ストロンチウムを結ぶ左右対象のパラボラ形と，その左肩上に並ぶ２価の遷移金属元素（Mn, Fe, Zn, Co, Cu, Ni）曲線が描ける。かりに，こけ虫骨格を形成した場の細胞液の分析値が得られて，細胞液―骨格間の PC-IR 図が描ければ，これらの２価の遷移金属元素は，第５図同様に２価のアルカリ土類元素のマグネシウム，カルシウム，ストロンチウムが作るパ

ラボラ上にプロットされることになろう。

第6図でも，1価のリチウム，ナトリウム，カリウムはパラボラ形を形成しない。また，3価のクロム，アルミニウム，バナジウムもパラボラ形を形成しない。

こけ虫骨格の PC-IR 図（第6図）と，すでに述べた貝殻についての結果から，こけ虫骨格の元素組成について次の結論が得られる。

（a） 2価のアルカリ土類元素（Mg, Ca, Sr）と遷移金属元素（Mn, Fe, Zn, Co, Cu, Ni）は，細胞液―こけ虫骨格間（第2段階）で結晶構造に支配されて分配される。その程度は，結晶構造に最も適する主成分イオンのカルシウムより，大きなあるいは小さなイオン半径をもつ元素程，カルシウムを置換して結晶内に入りにくくなるように変化する。こうした元素は，こけ虫骨格内では主に炭酸塩として存在することになる。

（b） 2価のアルカリ土類元素（Mg, Ca, Sr）は，海水と細胞液との間での濃度変化は少ない。

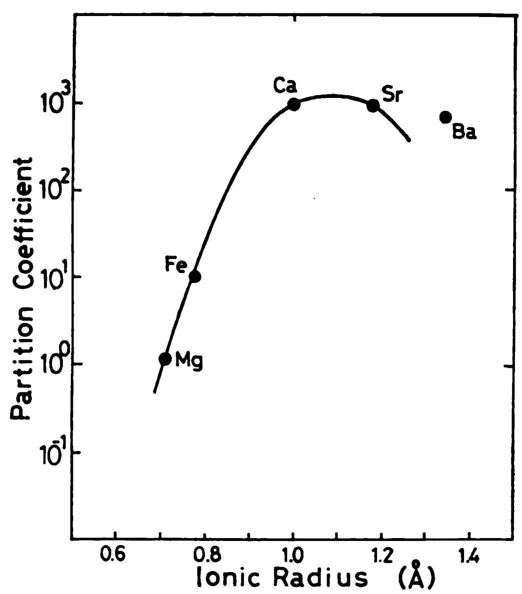
（c） 2価の遷移金属元素（Mn, Fe, Zn, Co, Cu, Ni）は，海水―細胞液間（第1段階）で著しい濃縮（数倍～1000倍）がおこなわれ，第2段階では，（a）で述べた結晶構造支配を主にうけて分配される。しかし，第6図でみるように，ばらつきが認められることから，第2段階でも一部はこけ虫骨格中で有機物等に伴なって存在していると考えられる。

（d） 1価のアルカリ元素（Li, Na, K）は結晶構造支配をうけず，炭酸塩として存在していないと考えられ，包有物に関係するものと思われる。海水と細胞液間での濃度変化は少ない。

（e） 3価のアルミニウム，クロム，バナジウム等の元素も結晶構造支配をうけていない。それらは陸源砕屑物に由来すると考えている（MASUDA and HIRANO 1980)。

（f） すでに述べた2段階モデルによれば，こけ虫（*Microporina articulata*）の石灰化をおこす場の細胞液の組成が推定できることになる。2価のアルカリ土類元素と1価のアルカリ元素は（b)，（d）で述べたように，第1段階での濃度変化は殆んどないし，2価の遷移金属元素については，第6図のパラボラ上にプロットされるような液の組成を求めればよいからである。すなわち，Li=0.1−0.2 ppm.，Na=9000−12000ppm.，K=350−400ppm.，Ni=0.3−1.8 ppm.，Mg=1350ppm.，Cu=0.03−0.04ppm.，Co=0.003ppm.，Zn=1−2 ppm.，Fe=5−9 ppm.，Mn=0.4ppm.，Ca=400ppm.，Sr=8 ppm. となる。

（g） 第5図の貝殻についての PC-IR 図でのパラボラの形は，第6図のこけ虫骨格の場合のパラボラの形より狭くなっている。こけ虫骨格のひろがったパラボラの形は，より非平衡的な系のもとで形成されたことを反映していると考えられる(MASUDA 1981)。すなわち，ゆっくりと平衡的な場での分配現象であれば，結晶構造にあわないイオン半径の元素を，より取り込まないようになると考えられるからである。この場合，カルシウムを頂点とするパラボ



第7図　アラゴナイトのこけ虫（*Parasmittina*）骨格と海水間の PC-IR 図

Fig. 7　Partition coefficient-ionic radius diagram for aragonitic bryozoan skeleton of *Parasmittina* and seawater

ラの形は狭くなることが期待される。一方，より非平衡的な系では，イオン半径が結晶構造に多少あわない元素でも多くとり込んでしまい，パラボラの形の両翼がひろがると考えられる。

こけ虫骨格にはマグネシアンカルサイトのほか，アラゴナイトからなるものもあることはすでに述べた。そのアラゴナイトの分析値（第1表）をみると，やはり貝殻のアラゴナイトのパラボラの形（第5図）よりもひらいたパラボラの形が PC-IR 図で描ける（第7図）。

こけ虫骨格と同様なひらいた形のパラボラが PC-IR 図で描ける炭酸塩硬組織をもつものは，石灰藻，底生有孔虫，海綿，さんご，棘皮動物などの“下等な石灰化”をする生物が多く，貝殻と同じような狭い形のパラボラを示すのは，浮遊性有孔虫，掘足類，頭足類，節足動物の一部や“耳石”などの“高等な石灰化”をする生物に多い（MASUDA 1981）。こけ虫骨格は貝殻などと比較すると，“下等な石灰化”，“非平衡的な系”での生成物と言えよう。

（h） その他の元素について。バリウムについては，第6図の PC-IR 図での位置から考えて，同じアルカリ土類元素のマグネシウム，カルシウム，ストロンチウムと同じ挙動を示さず，むしろ遷移金属元素と関係すると考えられる。ホウ素やリンについては存在形も不明である。貝殻中のホウ素は，炭酸塩でない別の化合物で，しかも微粒子として存在している（MASUDA 1981）が，こけ虫骨格については不明である。リンについて，唇口類の分析をした SCHOPF and MANHEIM（1967）は，リン酸塩として存在しているのであろう，と指摘しているが確認されていない。今回の分析では，そうした従来の値ほど高いリン濃度は得られていない（第1表）。

化石こけ虫骨格の元素組成　現生こけ虫骨格の元素分析例が少ないことはすでに述べた。さらに，化石こけ虫の詳細な分析がおこなわれた例はない。

ここでは，現生種と同種のこけ虫 *Microporina articulata* の化石を北海道上磯の更新統富川層（坂上他 1966a, b）から採集し，分析した結果（第1表）について簡単に述べる。

X線分析の解像力では，化石こけ虫骨格をつくるマグネシアンカルサイトは現生種のそれと変化していない。したがって，現生種と化石種の間に認められる元素組成の違いは，初期続成過程における元素の移動，あるいは両者の環境差（地理的違い）に原因が求められる。富川層の化石群集層準の堆積相は，いわゆる“沖合泥底”相で，同じ現生種の採集されたそれに近いと言える。また，化石種と現生種の元素組成の変化が，すでに現生種で述べた同じ挙動をする元素群毎に系統的に起っていることから，続成作用によるものと考えている。

現生種と化石種の元素含有量を比較してみると，それがほぼ同じ元素は Li, Na, K, Ca, B（?）；現生種の方が高い含有量を示す元素は Mg, Sr；化石種の方が高い含有量を示す元素は Ni, Cu, Co, Zn, Fe, Mn, Ba, Al, V, Cr, P である。ここにみられるマグネシウム，ストロンチウム含有量の減少は，カルシウムのわずかな溶脱によると考えられる。それは，そうした元素がすでに示したようにお互いに同じ性質を持つからである。しかし，見かけ上は，主成分のカルシウムの減少は目立たない。化石に濃縮した元素は，他の生物に由来する遷移金属元素と，陸源砕屑物質に由来する3価の金属元素の付加によると考えられる。また，主成分カルシウムのわずかな溶脱による相対的な含有量の上昇も関係するであろう。また，1価のアルカリ元素（Li, Na, K）に変化がないことは，その存在形が炭酸塩とは独立のものであることを示唆するのであろう。詳細は今後のこうした高精度の多元素分析データの集積を待たねばならない。第1表には，同一化石採集地点で採集したこけ虫 *Myriozoum orientalis*（KLÜGE）（第8図）の分析データも示されている。

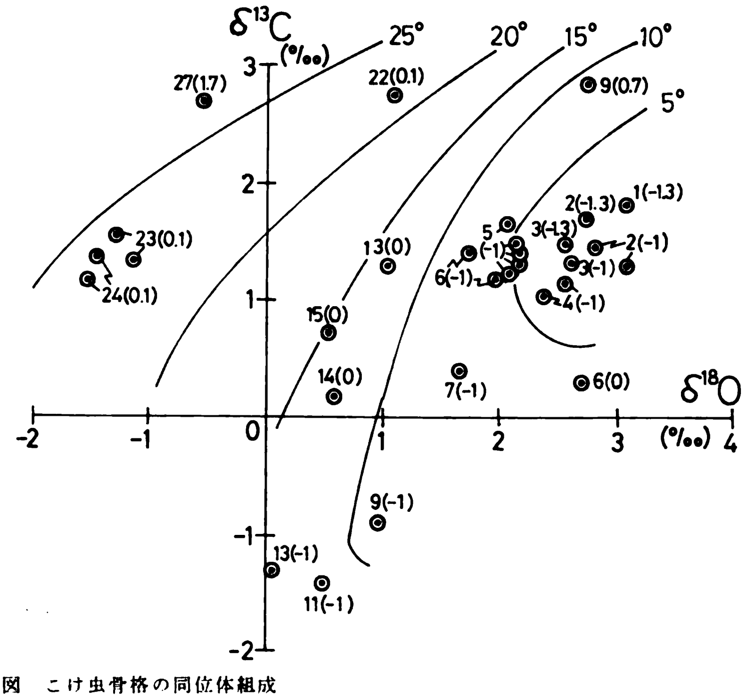
3) 同位体組成

現生こけ虫骨格の形成に際して，海水との間に酸素同位体平衡が成り立っていることを示したのは，FORESTER et al.（1973）である。硬組織中の酸素同位体比が“古水温計”として利用できると指摘（UREY 1947）されて以来，数多くの化石硬組織に適用されてきた。“古水温計”として利用できるために



第８図　*Myriozoum orientalis* (KLÜGE) 北海道富川層（更新世）産

Fig. 8　*Myriozoum orientalis* (KLÜGE)　Fossil specimens from the Tomikawa Formation (Pleistocene), Hokkaido.



第９図　こけ虫骨格の同位体組成
数字は推定された水温値（°C），（　）内の数字は海水の同位体比（‰）．

Fig. 9　Isotopic compositions of cheilostome bryozoan skeletons. Number means the calculated temperature and number in parentheses is the oxygen isotopic composition of seawater. Data are quoted from FORESTER et al. (1973).

は，次の問題が解決されていなくてはならない（増田　1975)。(ａ）海水との間に同位体平衡が成立していること，(ｂ）当時の海水の同位体組成が判かっていること，(ｃ）初生同位体比が保存されていること，などである。

FORESTER et al. (1973) は世界各地の現生こけ虫（唇口類）を分析して，(ａ）の問題を解決した。そして個体内の成長に伴なう同位体変動から成長速度や成長時期が推定できることを示唆した。(ｃ）はサンプル自体の質の問題であり，最も困難な問題は，(ｂ）の地質時代の海水の同位体比をどのようにして得るかであり，まだ解決されていない。この問題は，こけ虫に限らないものである。

FORESTER et al. (1973) は，こけ虫骨格の炭素同位体分析もおこなっているが，その値は海成炭酸塩のそれの範囲に入っており，新しい示唆はなされていない。

第９図は，FORESTER et al. (1973) のデータに基づいて作成したこけ虫の同位体組成である。図中の数字は推定された水温値で，(　）内の数字は海水の同位体比（‰）である。酸素と炭素の同位体組成がそれらに支配されて，系統的に変化していることが理解できる。さらに，二枚貝殻の酸素・炭素同位体比と海水の同位体比の関係（増田　1977）とは異なった挙動を示している。すなわち，貝殻では $\Delta^{13}C-^{18}O=\frac{1}{\sqrt{2}}(\delta^{18}O+\delta^{13}C)$ の値が大きくなる程，海水の同位体比が大きくなるという関係が認められるが，こけ虫骨格については，その変化と直交するような方向で変化をみせている（第９図)。

こけ虫骨格の同位体研究は，化石を含めて未開拓領域と言えよう。

現生こけ虫の採集と飼育，化石こけ虫の採集などでは，千葉大学理学部地学教室の荒川真司氏，石井清氏に御協力をいただいた。東京大学油壺臨海実験所，千葉大学理学部海洋生物環境解析施設では，現生こけ虫の採集や飼育に関して種々お世話になった。貝殻の元素組成については，茨城大学理学部の小沼直樹教授，養殖研究所大村支所の和田浩爾博士，住友金属鉱山株式会社の平野真孝博士に有益な御意見をいただいた。また，アメリカ合衆国 Woods Hole 海洋研究所の John D. MILLIMAN 博士からは，この研究に関して討論をしていただく機会を得た。上記の方々に心から謝意を表する。

この研究は，文部省科学研究費（一般研究Ｂ，研究代表者坂上澄夫，課題番号56480022）によるものであり，関係当局に対しても謝意を表しておく。

参考文献

BANTA, W. C. (1970): The body wall of cheilostome Bryozoa. Ⅲ. The frontal wall of *Watersipora arcuata* BANTA, with a revision of the Cryptocystidea. *Jour. Morphol.* **131**, 37-56.

—— (1973): The significance of areolae in Cheilostome Bryozoa. *In* LARWOOD, G. P. (ed.): *Living and fossil Bryozoa*, Academic Press, London, 209-219.

BASSLER, R. S. (1953): Bryozoa. *In* MOORE, R. C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Pt. G. Gl-G253, 175 text-figs., *Kansas Univ. Press and Geol. Soc. America.*

BOARDMAN, R. S., CHEETHAM, A. H. and COOK, P. L. (1970): Intracolony variation and the genus concept in Bryozoa. *Proc. North Amer. Paleont. Conv.*, 294-320.

CHEETHAM, A. H., RUCKER, J. B. and CARVER, R. E. (1969): Wall structure and mineralogy of the cheilostome bryozoan *Metrarabdotos*. *Jour. Paleont.*, **43**, 129-135.

DE WAELE, A. (1930): Le sang d'*Anodonta cygnea* et la formation de la coquille. *Mém. Acad. r. Belg. Cl. Sci.*, **10**, 1-15.

FORESTER, R. I., SANDBERG, P. A. and ANDERSON, T. F. (1973): Isotopic variability of cheilostome bryozoan skeletons. *In* LARWOOD, G. P. (ed.): *Living and fossil Bryozoa.* Academic Press, London and New York, 79-94.

HARMER, S. F. (1957): The Polyzoa of the Siboga Expedition, Pt. 4, Cheilostomata Ascophora. Ⅱ. *Siboga Exped. Rep.*, **28d**, 641-1147, 33 pls.

HAYWARD, P. J. and RYLAND, J. S. (1979): British ascophoran bryozoans. *Synopses of the*

British Fauna, 14, Linn. Soc. Academic Press, London, New York and San Francisco, 1-312.

HILL, M. N. (1963) : The sea. *Interscience publishers*, 2, John Wiley and Sons, New York, 1-554.

平野真孝・小沼直樹・増田富士雄 (1979)：誘導結合高周波プラズマ発光分光分析法による貝がら中の微量元素の同時定量. 分析化学, **28**(5), 313-318.

LEVINSEN, G. M. R. (1909) : Morphological and systematic studies on the cheilostomatous Bryozoa. *Nat. Forfatt. Forlag, Copenhagen*. 1-431, pls. 1-24. (BASSLER 1953から引用)

LIDGARD, S. (1981) : Water flow, feeding, and colony form in an encrusting cheilostome. *In* LARWOOD, G. P. and NIELSEN, C. (eds.) : *Recent and fossil Bryozoa*, Olsen and Olsen, Fredensborg, 135-142.

LOWENSTAM, H. A. (1954) : Environmental relations of modification compositions of certain carbonate secreting marine invertebrates. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **40**, 39-48.

—— and WEINER, S. (1983) : Mineralization by organisms and the evolution of biomineralization. *In* WESTBROCK, P. and De JONG, E. W. (eds.) : *Biomineralization and biological metal accumulation*. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 191-204.

増田富士雄 (1975)：酸素同位体比法による古水温の推定. 地学雑誌, **84**(6), 32-54.

—— (1977)：貝化石の酸素・炭素同位体比および Sr 含量による古水温・古塩分濃度の推定. 地質学雑誌, **83**(6), 315-323.

MASUDA, F. (1981) : Chemical composition in marine carbonates as an indicator of paleoenvironment. *Rep. Grant-in-Aid, Sci.Res.*, (*C*), 454262, 1-46.

—— and HIRANO, M. (1980) : Chemical composition of some modern marine pelecypod shells. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **1**, 163-177.

—— and SAKAGAMI, S. (1982) : Chemical composition of recent and fossil Bryozoa (Cheilostomata), *Microporina articulata* and *Myriozoum orientalis*. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **8**, 66-69.

馬渡静夫 (1965)：動物分類学, 8 (上) のうち触手動物, B. 第2綱 苔虫類. 中山書店, 35-229.

MILLIMAN, J. D. (1974) : Marine carbonates. Springer-Verlag., Berlin, 1-375.

ONUMA, N., MASUDA, F., HIRANO, M. and WADA, K. (1979) : Crystal structure control on trace element partition in molluscan shell formation. *Geochem. Jour.*, **13**, 187-189.

RUCKER, J. B. and CARVER, R. E. (1969) : A survey of the carbonate mineralogy of cheilostome Bryozoa. *Jour. Paleont.*, **43**, 791-799.

RYLAND, J. S. (1970) : Bryozoans. Hutchinson University Library, London, 1-175.

坂上澄夫・他 (1966a)：北海道渡島半島上磯付近の富川層について. 北海道学芸大紀要 (第2部B), **16**(2), 128-133.

——・他 (1966b)：北海道渡島半島上磯付近の富川層の化石について, I. 軟体動物その他. 北海道教育大紀要 (第2部B), **17**(1), 78-84, pls. 1-9.

—— (1970)：「こけ虫」の名称について. 化石, 19-20号, 53-55.

—— (1974)：古生物学IIのうち, こけむし動物. 朝倉書店, 286-315.

SANDBERG, P. A. (1970) : Skeletal ultrastructure and development in cheilostome Bryozoa (abst.). *Ann. Meeting Geol. Soc. Am.*, p. 672. (MILLIMAN 1974から引用)

—— (1971) : Scanning electron microscopy of cheilostome bryozoan skeletons; techniques and preliminary observations. *Micropaleont*. **17**(2), 129-151, pls. 1-4.

SAUDRAY, Y. and BOUFFANDEAU, M. (1958) : Sur la composition chimique du systeme tegumentaire du quelques Bryozoaires. *Bull. Inst. Oceanog., Monaco*, 1119, 1-13. (MILLIMAN 1974から引用)

SCHOPF, T. J. M. (1967) : Names of Phyla : Ectoprocta and Entoprocta, and Bryozoa. *Syst. Zool.*, **16**, 276-278.

—— (1969a) : Paleoecology of Ectoprocts (Bryozoa). *Jour. Paleont.*, **43**, 234-244.

—— (1969b) : Geographic and depth distribution of the Phylum Ectoprocta from 200 to 6,000 meters. *Amer. Philos. Soc. Proc.*, **113**(6), 464-474.

—— and ALLAN, J. R. (1970) : Phylum Ectoprocta, Order Cheilostomata : Microprobe analysis of calcium, magnesium, strontium, and phosphorus in skeletons. *Science*, **169**, 280-282.

—— and MANHEIM, F. T. (1967) : Chemical composition of Ectoprocta (Bryozoa). *Jour. Paleont.*, **41**, 1197-1225.

SHANNON, R. D. (1976) : Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Cryst.*, *A*, **32**, 751-767.

SILÉN, L. (1942) : Origin and development of the cheilo-ctenostomatous stem of Bryozoa. *Zool. Bid. Upps.*, **22**, 1-59. (馬渡 1965, BANTA 1970から引用)

UREY, H. C. (1947) : The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc.*, 562-581.

和田浩爾・藤貫 正 (1974) : 軟体動物の生理調整における貝殻の形成と溶解の生理. 国立真珠研報告, **18**, 2085-2110.

WADA, K. and FUJINUKI, T. (1976) : Biomineralization in bivalve molluscs with emphasis on the chemical composition of the extrapallial fluid. *In* WATABE, N. and WILBUR, K. M. (eds.) : *The mechanism of mineralization in the invertebrates and plants*. Univ. South Carolina Press, 175-190.

WINSTON, J. E. (1978) : Polypide morphology and feeding behaviour in marine ectoprocts. *Bull. Mar. Sci.*, **28**, 1-31.

(1983年11月27日受理)

地学雑誌 93-2 (1984)

北アナトリア断層(トルコ)東部地域の地震断層について

加 藤 碵 一*

Earthquake Faults along the Eastern Part of the North Anatolian Fault (Turkey)

Hirokazu KATO

Abstract

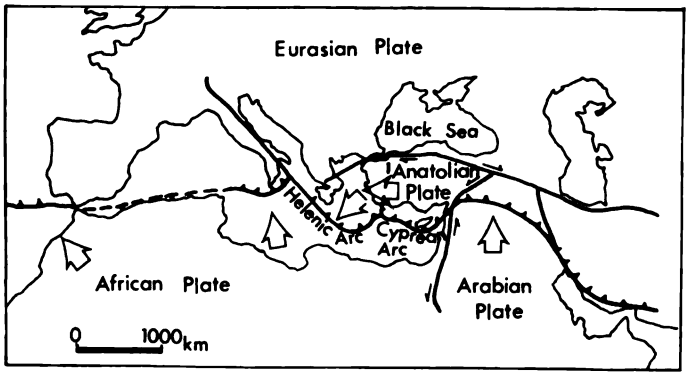
The North Anatolian Fault is one of the largest strike slip faults (right lateral) in the world and is believed to be a transform fault between Eurasian Plate and Anatolian Plate (Turkey Plate). Many large earthquakes ($M>6.5$) and related earthquake faults happened to occur along this active fault. It is well known that the migration of those epicenters to westward along the fault since Erzincan Earthquake in 1939. Most of earthquake faults related to those earthquakes have multi-echelon structures. In Erzincan area, main five segments of Erzincan earthquake fault are distinguished, that is, Mihar, Bahik, Hilir, Altintepe and Tanyeri segment from the west to the east. Their length are less than 20 km. Though their displacement of each segment shows right lateral one with a slight vertical component, their alingment is not always right lateral echelon pattern. It is rahter resulted from the geological and geomorphological aeolotropic of the surface.

The result of the measurement of relative Rn concentration by α track etch method at Mihar, Bahik, Hilir and Ismetpasa shows that the peak of track numbers appears mostly on the fault lines. So the α track etch method is effective for the detection of radon emanation relating to the earthquake faults. It is expected empirically that the track numbers observed on thin Quaternary cover sediment is generally larger than that on thick Quaternary cover sediment crossing the active faults. In this case, the numbers of α tracks are less than the expected one though there is very thin or no Quaternary strata. This may be because that the basement rocks, for example, serpentin has little Rn and/or that the weathered clay originated from the fractured serpentine interrupted the carring out of the gas including Rn.

I. はじめに

トルコを中心とする地中海地域のネオテクトニクスは，基本的にはヨーロッパプレートを南側から北方へアラビア及びアフリカプレートが圧縮することに起因する。しかし，その境界付近は，第1図に示されるように幾つかに分割されたマイクロプレートが，隣接するプレートの運動と相互に影響しあいながらも各々独自に運動するため複雑な様相を呈する。トルコの位置するアナトリア半島では，同半島北部をほぼ

* 地質調査所環境地質部 Environmental Geology Division, Geological Survey of Japan



第1図 地中海地域の現在のプレート分布（DEWEY et al. 1973を簡略化）

東西に走る北アナトリア断層と同東部を北東一南西に走る東アナトリア断層に画されたアナトリアマイクロプレート（トルコプレート）が西方に移動する形となり，両断層の交差するカローバ東方は陸上部のいわゆるトリプルジャンクションということになる。この様な状況下にあるため，トルコ共和国はわが国と同様世界有数の地震多発国となっている。トルコ政府も地震対策のため，国家地震予知震災評価委員会を1980年に設置したのをはじめ，広く地震及び活断層に関する国際研究協力を世界に呼びかけている。そこで，通産省工業技術院の国際産業技術研究事業の一環として，昭和57年度から３カ年計画で発足した「地震断層，活断層及び地震予知に関する研究」におけるテーマの一つとして北アナトリア断層を取り上げ，その地震地質学的性格を調査研究することとなった。わが国は筆者の所属する地質調査所，トルコ共和国側は資源エネルギー省鉱物資源調査開発研究所（MTA）が担当することとなった。1982年９月～10月及び1983年７月～８月にかけて各々約１カ月ずつ筆者が現地に赴き，地震断層に関する共同野外調査を行った。その結果の一部をここに報告する次第である。

本研究実施にあたり，工業技術院国際研究協力課の方々，地質調査所及び MTA の関係者の方々には多くの便宜をはかっていただいた。また，現地滞在及び MTA との本研究に関する打ち合わせにおいて元地質調査所燃料部長坊城俊厚氏及び令夫人には一方ならぬ御世話をいただいた。なお，現地調査は MTA 基礎研究部ネオテクトニクスグループの Dr. Aykut BARKA と共同で行い，さらに，本文中の α トラック法のフィルム処理や計測は地質調査所加藤 完技官にお願いしたが，もとより本論文の文責は筆者にある。以上，多くの方々に心から御礼申し上げる次第である。

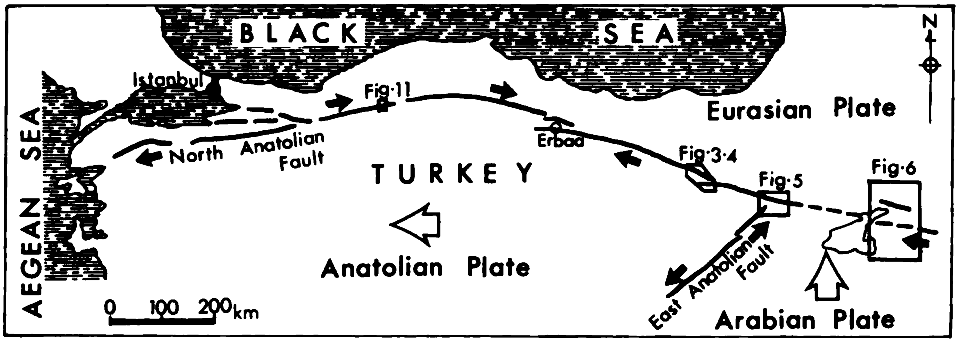
II. トルコの地震および地震（活）断層概説

1) 北アナトリア断層および東アナトリア断層

南北約500km，東西約1,000km に及ぶアナトリア半島は，北から南へポンタス区，アナトリア区，タウルス区及び辺境褶曲区と称される東西性の帯状構造区からなる。各構造区の地質は複雑であるが簡単にまとめると，ポンタス区は，東部では一部花崗岩の貫入した白亜紀～古第三紀火山噴出岩類，西部では片麻岩基盤上に古生代堆積岩及び白亜紀～古第三紀火山性堆積岩類が分布する。アナトリア区はオフィオライトと低度変成岩類上に一部海成中新世層を含むが主に陸成堆積物からなる新第三紀層が山間盆地状に散在する。タウルス区は先カンブリア～中生代層とオフィオライトが主で，辺境褶曲区はエオカンブリアから鮮新世にいたる浅海性堆積岩が卓越する。

北及び東アナトリア断層は，大局的にはこれらの古い構造区を切って発達し，プレート境界をなすトランスフォーム断層であると考えられている。

北アナトリア断層は，ヨーロッパプレートとアナトリアプレートの境界をなす。トルコ東部エルジンジャン以西ではポンタス区とアナトリア区の境界に大略一致するが，同以東ではアナトリア区を切り，古い構造とは非調和的である。全体に東西性であるが，北側に緩く突出する弧状を呈し総延長は1,000km 以上に達する。現在は右横ずれ変位を示し総水平変位量は諸説あり確定しないが数10km のオーダーである



第２図　北アナトリア断層とそれに沿う地震断層位置図

(例えば TATAR (1978) によれば約50km)。KETIN (1968) によれば，1939年以降の累積水平変位量は18mほどになる。また，今世紀の同断層の平均水平変位速度は６～12cm/year (BRUNE 1968, NORTH 1974) と推定されている。北アナトリア断層の発生は10～12m.y. 前といわれるが (KETIN 1968) その変位方向は一貫して右水平ずれを示したわけではなく，鮮新世中期頃左水平ずれの活動をしたこともあるようである (HANCOCK and BARKA 1980, 1981)。

東アナトリア断層は，アナトリアプレートとアラビアプレートの境界をなし，タウルス区を切っている。その南方への延長はアフリカプレートとの境界をなすスラストへ続くとする説と左水平ずれを示す死海トランスフォーム断層に続くとする説がある。東アナトリア断層は，その活動によって発生したビンゲル地震（第１表参照）の調査時に ARPAT and SAROĞLU (1972) によって命名された。断片的な本断層の記載は ALTINLI (1963), KETIN (1966) や ALLEN (1969), MCKENZIE (1972) らによって報告されている。陸上部では，N60°E～S60° W の方向に延び，560km ほどの長さをもつ。南部ではスラスト性になるが全般的には左横ずれが卓越する。北アナトリア断層と同様，ランドサット映像からも明瞭な直線構造が認められるが第四紀火山岩類が広く分布し，また僻地のため実証的な野外調査は十分に行われていない。

2)　地震断層と地震

トルコの地震は，大別すると (i) 北アナトリア断層の右横ずれの活動に対応する浅発地震，(ii) 東アナトリア断層の左横ずれの活動に対応する浅発地震，及び (iii) エーゲ海とその沿岸の東西性地溝地帯の正断層群に対応したやや深い地震を含む地震群の３つになる。とくに，1939年北アナトリア断層東部のエルジンジャンで発生した地震は M7.9と今世紀トルコで最大規模をもち，これ以後，北アナトリア断層に沿って，(i) のグループの地震が数年～十数年おきに生じ，見事な西方への震源移動を示したことは有名である (例えば MOGI 1968)。しかし，最近の地震である，チャルドラン地震 (1976) 及びエルズルム地震（仮称，1983. 10. 30. M 6-7.1) は，いずれも北アナトリア断層の北方に位置し，直接の関係はみられない。また，リジェ地震 (1975) は，東アナトリア断層の南方に位置し，同様に直接の関係はみられない。これらは (iv) のグループとも言うべきもので全体としてプレート間の南北圧縮に起因するプレート辺縁部の地震として位置づけられよう。

さて，トルコで今世紀に生じた主な地震断層とそれに伴う地震の諸性質を既存文献からまとめたのが第１表である (AMBRAYSEYS 1970, DEWEY 1976, ERDIK and MATHUR 1977, TÖKSÖZ et al. 1979など)。トルコの地震に関する記録は数千年間にわたるが文献学的調査は十分でなく，さらにトルコにおける地震の機器観測体制が整備されだしたのは1960年代後半からであるという事情もあり，震央位置をはじめかなり各データーにばらつきがあるが，参考のため暫定的に示しておく。

地震のマグニチュードと地震断層の長さや変位量との相関については，既に報告したので省略するが，

第1表　今世紀の主なトルコの地震と地震断層

The name of a place	Date	Epicenter		Magni-tude (M)	Depth (Km)	Length (Km)	V (cm)	H (cm)
		Lati. (N)	Long. (E)					
	1912. 8. 9	40.0 -40.5	27.0 -27.25	7.25-7.75		10?		
	1938. 4.19	39.53	33.95	6.6		12	0	100R
Erzincan	1939.12.26	39.7 -39.8	39.38-39.7	7.9 -8.1	20	300-350	200N	370-420R
Erbaa-Niksar	1942.12.20	40.66-40.87	36.35-36.6	7.0 -7.3	10	50	50N	175-200R
	1943. 6.20	40.8 -40.85	30.4 -30.51	6.25-6.75	30			
Tosya-Ilgaz	1943.11.26	40.97-41.05	33.22-34.0	7.2 -7.6	10	265-280	100N	150R
Bolu-Gerede	1944. 2. 1	40.8 -41.1	32.2 -33.22	7.2 -7.6	10	160-190	200N	350-360R
	1945.10.26	40.9 -40.99	33.29-33.33	5.7 -6.0	50	45?		
	1946. 5.31	39.33	41.10	5.9		30?		
	1949. 8.17	39.35-39.54	40.5 -40.57	6.5 -6.8	40	75		
	1951. 8.13	40.8 -40.88	32.68-33.2	6.5 -6.9	10	20-60?		
Gönen-Yenice	1953. 3.18	40.0 -40.01	27.49-27.5	7.2 -7.5	10	50-60	0	430R
	1953. 9. 7	40.94-41.09	33.01-33.13	6.0 -6.4	40	60?		
Abant	1957. 5.26	40.58-40.67	31.0 -31.2	7.0 -7.1	10	40-50?	40	160R
	1963. 9.18	40.71-40.9	29.09-29.2	6.0 -6.3	40	35?		
	1964. 6.14	38.03-38.13	38.53-38.51	5.5 -6.0	40?			
Manyas	1964.10. 6	40.2 -40.3	28.20-28.23	6.5 -7.1	10-34	60?		
Varto	1966. 8.19	39.17-39.2	41.48-41.6	6.5 -7.25	26-33	20-30		30R
Mudurunu	1967. 7.22	40.57-40.67	30.69-31.0	6.9 -7.5	33	40-100	125N	190-230R
Bartin	1968. 9. 3	41.31-41.81	32.3 -32.5	6.5 -6.6	5	<10		
	1968. 9.24	39.21-39.30	40.26-40.30	5.1 -5.2		6?		10
Alasehir	1969. 3.28	38.42-38.55	28.45-28.46	6.4 -6.6	4	10-30	?N	0
Gediz	1970. 3.28	39.06-39.21	29.51-29.54	6.9 -7.1	18	40-50	220N	30L
Burdur	1971. 5.12	37.64	29.72	5.9 -6.0		<10		
Bingöl	1971. 5.22	38.80-38.85	40.48-40.52	6.7	3	15-35	0	25L
Lice	1975. 9. 6	38.51	40.77	6.7		10-15		
Chaldiran	1976.11.24	38.51-39.10	40.77-44.02	7.3 -7.6	36	50-65	50?	330-350R

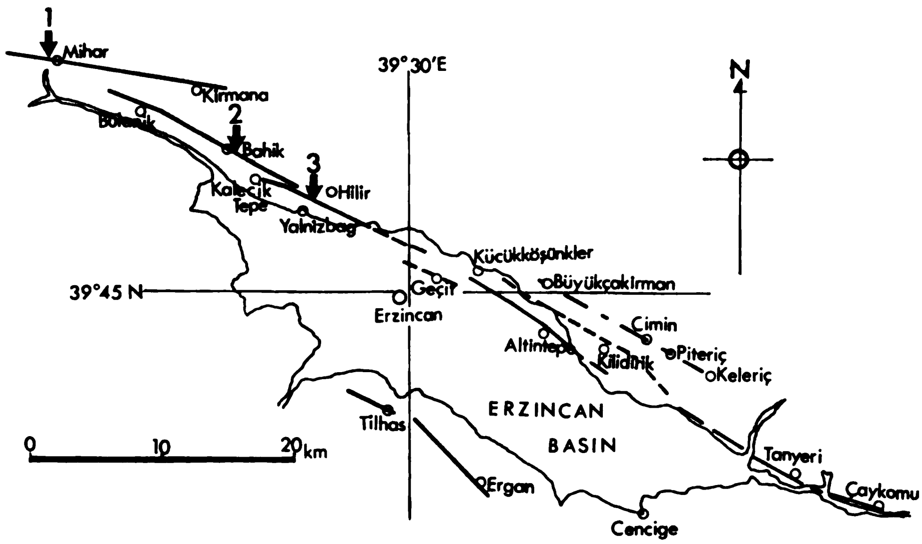
一般にトルコの地震断層はわが国の水平ずれ地震断層に比べて，同じマグニチュードでも長いが，その最大変位量は小さいと言えよう。

さて，一般に，地震断層の地表における形態は多重雁行配列をなすから，以下の記述にあたっては次の通りとする。即ち，各地震断層の総延長を L_1 とし，みかけ上一つづきとみなすこの断層を S_1 セグメントと称する。S_1 セグメントの最大変位量を D_1 (D_{1h} が水平成分，D_{1V} が垂直成分を表わすが，ここで扱う断層は水平ずれなので $D_1 \doteqdot D_{1h}$ である）とする。S_1 セグメントはさらに小規模な S_2 セグメントの雁行配列からなり，先と同様に L_2, D_2 等を定める。以下同様に S_3, S_4……Sn, L_3, L_4…Ln, D_3, D_4…Dn を定める。自明のことであるが，L_1 はマグニチュードと関係するから，ある断層の L_2 の方が他の断層の L_1 より大きい場合もありうる。

III. 地震断層各論

1) エルジンジャン地震断層

エルジンジャン盆地は，標高1,150～1,200mほどに位置し，WNW—ESE 方向に長さ約50km，幅約10



第３図　エルジンジャン盆地構造図及び地名図（１～３は α トラック法測定位置）

km にわたって細長く延びる山間盆地である。ユーフラテス川の源流の一つであるフラト川が盆地内を西流し，網目状に広がる支流を集めて同盆地南西端から南方に下る。周囲の山地は，2,500～3,500mの急峻な斜面を持ち，そこを流れる南北性の河川は水量は少ないが盆地縁辺部に扇状地を発達させる。段丘の発達は悪くわずかに盆地西端に１～２段分布するにすぎない。盆地中央よりやや北西に東トルコ有数の都市であるエルジンジャン（人口77,200人）がある他は，人口数十～数百程度の集落が数多く散在する。

筆者の調査結果に既存資料を加えて作成した地質略図を第４図に示してある。

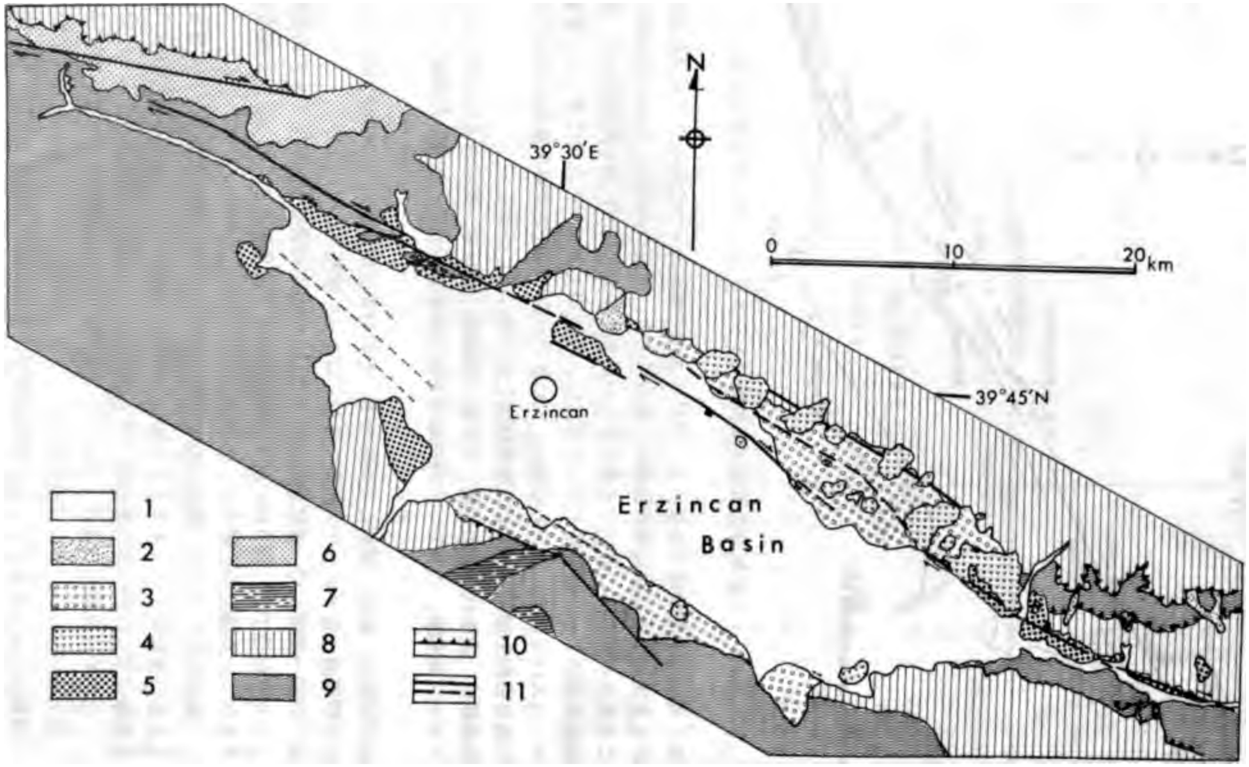
先新第三系の基盤岩類は，古生代の緑色片岩，石灰岩，閃緑岩，輝緑岩，蛇紋岩と中生代（ジュラ～白亜紀）のオフィオライト，蛇紋岩，石灰岩，大理石及び古第三紀始新世の強く褶曲した砂質フリッシュなどからなる。

中新世層は，海成で石灰岩，砂岩，泥岩などからなり，その分布は鮮新世以後の地層と異って，盆地の延びの方向を支配する断層群（北アナトリア断層を含む）によって規制されていない。

鮮新世層は，陸成（河成～湖成）で，主に礫岩からなるが，後背地の岩質を反映してその岩相変化が著しい。たとえば，クルマナ付近では，径５cm 以下の蛇紋岩の円～亜角礫を主にするが，基盤岩に二畳紀石灰岩レンズがはさまれている部分の近傍では，径10cm 以下の石灰岩円礫が主となる。マトリックスは，細～粗粒砂で固結し一部赤色化している。標高2,000m付近で北アナトリア断層に沿うように分布し，北側はスラストによって上部白亜紀のオフィオライトと接し，南側は不整合で（一部断層）蛇紋岩に重なる。

エルジンジャン盆地縁辺部には別の陸成礫岩層（第４図凡例５）が断層に規制されるように分布する。礫種は蛇紋岩が多く，緑色変成岩類や閃緑岩，チャート，石灰岩も含む。淘汰は良くないが20cm 以下の円～亜円礫が多く（最大礫径50cm），砂の薄層をはさむマトリックスはルーズな細砂～シルトである。東西走向で30° 以下の緩傾斜をなすが北アナトリア断層近傍では垂直に近い急傾斜をなし，礫の破断や小断層の発達がみられる。基盤の蛇紋岩に不整合にのり，一部スラストで接する。この礫層は，エルジンジャン盆地と同様北アナトリア断層に沿って散在する山間盆地に分布するポンタス層群上部（HANCOCK and BARKA 1980）に相当し，上部鮮新－洪積世と思われる。

盆地を埋めている沖積層（扇状地堆積物等を含む）も淘汰の悪い礫岩層でやはり蛇紋岩が卓越し，閃緑岩，大理石，石灰岩及び第四紀火山岩類を含みます。ジミン南方の扇状地末端で採石しており，そこでは，



第4図　エルジンジャン地域地質図

1．沖積層，2．崩積堆積物，3．扇状地堆積物，4．第四紀火山岩類，5．鮮新—洪積世層，6．鮮新世層，7．中新世層，8．先新第三紀層（蛇紋岩を除く)，9．蛇紋岩類，10．スラスト，11．活断層及び地震断層

1ｍほどの落差をもつ正小断層が発達している。断層面付近は約10cm 幅に礫が引きずりによって傾いており，上方1ｍほどで断層は消失し，準同時堆積性の小断層群と思われるが，その走向傾斜はN65～70°W，66～74°Sで北アナトリア断層の活動に調和的である。

第四紀火山岩類はきわめて特徴的な分布をなす。即ち，第4図に示されているように断層直上に直線的に配列する。各火山岩体は比較的良好にその外形を保持している。岩質は流紋岩質～石英安山岩質～安山岩質で，溶岩及び凝灰岩とその風化物である。

当地域の主要地質構造は，北アナトリア断層と付随する地震断層及びスラスト群である。後者のスラスト群のうち，北アナトリア断層の活動及びエルジンジャン盆地の形成に密接な関係のあるスラストを同盆地北西部のヤルヌツバーグ～ケレティクテペ付近にかけて新たに発見したので以下に述べる。このスラストは北アナトリア断層の南数100ｍの所を大略並走し，ヤルヌツバーグ東で北アナトリア断層に切られる。4～5カ所の露頭ではいずれも鮮新―洪積世の上部ポンタス層群の礫岩上に蛇紋岩（白亜紀？）がのりあげている。とくに，ヤルヌツバーグ東の尾根沿いでは，蛇紋岩の上位に不整合でのる特徴的な角礫岩（先中新世？）共々，鮮新―洪積世礫岩の上にのりあげ，さらに山頂部付近ではこの鮮新―洪積世礫岩が分布する。角礫岩の角礫は淘汰が悪く（30cm 以下が多いが），ほとんど蛇紋岩からなり，閃緑岩，石灰岩，緑色片岩をまれに含む。マトリックスは粗粒砂―凝灰質砂で極めて固く固結している。走向N55～60°E傾斜18～36°NW である。また，スラスト面はN70°W～N70°E，55°Nぐらいであるが地表近くではやや緩傾斜となる。その累積変位は少くとも見かけ数100ｍと推定される。このスラストは，盆地南縁のツルハス付近で地形的に明瞭な同様のスラストと共に，南北圧縮に伴う盆地発生に関与した断層群の一部であると思われる。エルジンジャン盆地は AYDIN and NUR (1982) のいうような pull-apart basin ではない。

さて，エルジンジャン地震は，今世紀トルコに発生した最大級の地震で，破壊家屋14万，死者4万にのぼる大被害を与えている。これによって，エルジンジャンの旧市街は壊滅し，現在も一部は放置された状態にある。

エルジンジャン地震断層の長さ L_1 は約300～350km におよび西はエルバ付近から東はチャイコム付近まで続く。大略，北アナトリア断層と一致または近傍を並走するが西端のエルバ付近では斜交し，全体としては北に凸の緩い弧状を呈する（第2図）。

エルジンジャン盆地北東縁では，L_2<20km の S_2 セグメント群からなる。主なものは西からミハールセグメント，バヒキセグメント，フルールセグメント，アルトゥンテペセグメント及びタンエリセグメントと名づける（第3図参照）。これらの S_2 セグメントの配列，とくに前3者の配列は，現在の北アナトリア断層の右横ずれに対応しない左横ずれタイプの雁行配列をなすことが注目される。

ミハールセグメントは，N80°W―S80°Eの方向で，他の S_2 セグメントより東西性が強い。東隣するバヒキセグメント以下と屈折部をなす（第3図）。L_2≒17km である。主に鮮新世礫岩層をきり，一部基盤の蛇紋岩との境をなす。S_2 セグメント中，最も垂直変位量が大きく（D_{2v}≒2ｍ），ミハール村西方（第3図の1）では，南側が隆起した高角逆断層を呈しているが，全体としては右水平ずれが卓越する。S_3 セグメント以下の分布は不明である。バヒキ北方から東端のクルマナ付近にかけては，東西性の河谷に沿って延び，南北性の小河谷の右ずれオフセットも発達し地形的にも右横ずれが明瞭である。なお，地震時にはミハール村では500人中310人が死亡したとの由である（Plate 1）。

バヒキセグメントは，全体としてはN60°W―S60°Eの方向性を持ちエルジンジャン盆地北東縁にほぼ並行するが，西端付近はより東西性を強める。L_2≒16km である。バヒキ村東方の涸沢（第3図の2）で直接断層面が観察される（Plate 2）。ここでは，破砕された蛇紋岩とそれをおおう崖錐性堆積物からなる。断層は主なもので数本並走し破砕帯をなしている。蛇紋岩は5～10cm ほどに角礫化し，さらに小断層によって切られているものもある。基質は風化して細粒砂～粘土化した蛇紋岩で一部黄～黒の縞状に変色し固結している。最も顕著な断層面はN55°―65°W，82°Nで面は開離し，5mm 厚の断層粘土をはがすと



Plate 1 ミハールセグメント（点線部）

明瞭な水平方向の条線が観察される (Plate 2)。断層面に近い所では風化蛇紋岩がドラッグ褶曲状を呈している。その他の断層群はN55°—85°E，84°N—82°Sで，南北性の正小断層群（N5°E—N15°W，70°E～82°W，落差数 cm）を伴うが連続性は乏しい。S_3 または S_4 セグメントと思われるが地表での分布は侵食されて不明である。この西方延長は，バヒキ村西端の畑地の縁を通っていくが，地震発生時には積雪があったため，村人にたずねても東西性の細長い溝状の凹所ができたとしかわからなかった。なお，当時150人の村人中，80人が死亡，60人が重軽傷をおい，家屋はほとんど全壊したとの由である。



Plate 2 バヒキセグメントの断層面

フルールセグメントは，全体としてはN65°W—S65°Eの方向であるが，西端部付近でバヒキセグメントと同様東西性を強めやや向きを変える。東端部は盆地内の沖積層におおわれ不明となる。$L_2 \geqq 14$km である。鮮新—洪積世礫岩と蛇紋岩を切り一部両者の境をなす。

西端部のカレチクテペ付近の小谷の露頭では蛇紋岩及び緑色片岩から基盤が幅数10 m にわたって破砕され角礫化し一部粘土状になっており，南北性の節理（N10°W，80°W）が発達する。相対的な低地部を埋めるように断層の南側に分布する鮮新—洪積礫岩はほぼ水平でマトリックスが多いせいか礫の破断はみられない。ヤルヌツバーグ北東では，地形的に明瞭な S_2 セグメントの方向はN70°—80°Wですが，S_3 セグメントと思われる断層面はN25°～40°W，70°—80°Eほどです。断層の北側に分布する蛇紋岩は著しく破砕され，とくに断層面から2 m位の範囲は粉砕されて粘土化しており，10m 位までがいわゆる断層破砕帯で断層角礫化している。しかし，30m位離れても50cm 大のブロック状に破断している。南側の鮮新—洪積礫岩はルーズな中粒砂のマトリックスに富み，蛇紋岩角礫や砂質泥岩礫も数 cm 以下と小さく破断はみられない。

東側の対岸ではより下位の礫岩砂岩層（凝灰岩をはさむ，N75°W，14°N）が分布し，共役をなす引張破断（N10°—15°W，70°E—80°W及びN10°E，70°W—vert）が発達する。

盆地内に入ってゲジット付近では，鮮新—洪積世礫岩からなる長さ4.5km，幅1 km ほどの長方形の小台地状地形が盆地縁に沿って延びる。これは北側を北アナトリア断層，南側を並走する活断層によって切られたホルストと思われるが，断層露頭は直接観察されなかった。

アルトゥンテペセグメントも沖積堆積物及び扇状地堆積物を切って延びているため現在の地表部では確認できないが，地震時の右横ずれを示す地変線で S_2 セグメントの1つと思われる。同セグメント直上又はごく近傍に北西から南東にかけてウルカテペ（1,164m），サツテペ（1,201m）及びアルトゥンテペ（1,229m）という小規模な安山岩火山岩体が配列している。方向はN55°W—S55°Eで，$L_2 \geqq 11$km である。クルドゥルク南方2 km に砂利採取場があり，そこでは沖積扇状地礫層中にN65°—70°W，66°—74°Sで断層面近くで泥塊の引きずりや礫のインブリケート構造が見られる準同時堆積性の正小断層群（落差

１ｍ以下）が発達する。これらは地震断層との直接の関係は不明だが広い意味で北アナトリア断層の活動に関係したものと考えられる。

本来の北アナトリア断層は，この北側をキュジュッケシェンクレルからクルドルク付近を通ってチャイコムへと第四紀火山岩体を避けるようにして続いていく。数カ所で二酸化炭素を含む，発泡性のミネラルウォーターの湧出があり，とくにビュユックジャクルマン南方のエクシスでは商業的に利用されるほど大量の湧水をみる。

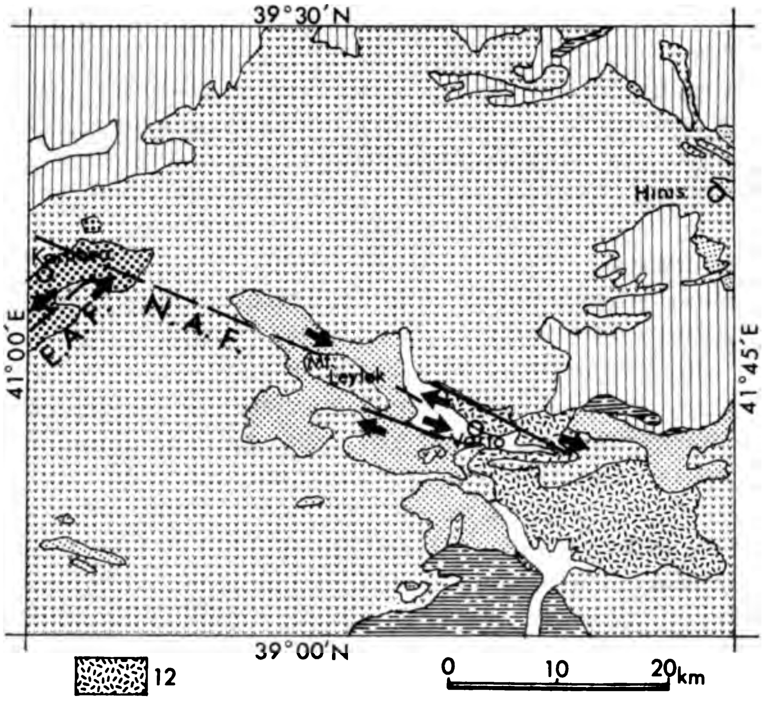
さらにこの北方ではビュユックジャクルマンからケレリッシュにかけ盆地北東縁部を画する断層が並走する。この断層上には第四紀石英安山岩質火山岩体及び扇頂部が配列する（第４図)。ピテリッシュ付近では基盤の緑色片岩とその上位の崩積堆積物を共に切っている。断層面はN60°W，80° Sで，面上には水平な条線がみられる。

タンエリセグメントはエルジンジャン地震断層の東端に位置し，N65°W—S65°Eの方向を持つ。L_2≒19km である。チャイコム付近では，断層の南側には断続的に高さ７～８ｍの小丘が分布し，垂直的累積変位を示すが，全体としては地震断層及び活断層共右横ずれが卓越する。チャイコム村付近では地震断層は地すべりを起こして崩落地形をなし，S_3 セグメント以下の分布は不明である。

2)　バルト地震断層

1966年８月19日，東トルコのバルト付近で発生した地震（マグニチュード約７）は，死者2,529人，負傷者約1,500人，倒壊家屋19,000軒以上という被害を生じた（AMBRASEYS and ZATOPEK 1968，WALLACE 1968)。

ALTINLI (1963)，WALLACE (1968) 及び筆者の概査結果から編集した当地域の地質略図を第５図に



第５図　バルト地域地質図
12．新第三紀火山岩類（他の凡例は第４図と同じ）



Plate 3　バルト地震断層（矢印はレイレク山南麓を走る北アナトリア断層）

示す。

北アナトリア断層の東方延長は，エルジンジャン盆地以東では一般に明瞭ではない。バルト付近では，第四紀火山岩からなるレイレク山やハムルペト山及びその南方を流れるバシカン川などの直線的な地形の方向はN70°W－S70°Eで，かつ鮮新世以降の堆積岩類の分布と共に北アナトリア断層の延長方向と調和的である。また，カルローバ付近で，東アナトリア断層と交差するが，第四火山岩類におおわれて詳細な実態は不明である。基盤岩のうち，バルト～フヌス間にかけては主に始新世の海成砕屑堆積物からなり，エルジンジャン南西のそれと同様，強く褶曲している。中新世層も海成砕屑堆積物からなるが一部石灰岩をはさみ20°ほどで緩く褶曲する。バルトの東～南東にかけて分布する新第三紀火山岩類は主に火山砕屑岩類からなり，バルトの12km 南方の道路沿いでは白色酸性凝灰岩と凝灰質シルトの10数cm オーダーの有律互層で，これを切ってN70°W，20°Nぐらいで北から南へ押しあげる落差1～2mの小逆断層群が発達する。鮮新世層は主に陸成の礫岩層でエルジンジャン地域に比べるとルーズである。レイレク山周辺では第四紀火山岩は玄武岩質である。

レイレク山南西麓では明瞭な活断層崖が連続し北アナトリア断層の直接の延長にあたると思われる(Plate 3)。村人の話では地震断層の一つはこの南方を並走したらしいが現在では見られないので，WALLACE (1968)，及び AMBRASEYS and ZATOPEK (1968) に基づいて若干の解釈を加えて要約するにとどめておく。

地震断層ないし破砕帯は，第5図に示したようにN65°～70°W－S65°～70°E方向に並走した3本が生じ，北から順に各々約14.6及び2km の長さ（L_2?）をもつ。$L_1 \geqq 20$km と推定される。やはり多重雁行配列を持ち，$L_3 \fallingdotseq 200$～700m，$L_4 \fallingdotseq$ 数10cm～数 m，$L_5 \leqq 30$cm である。S_5 セグメントは見かけ上引張破断で，S_4 セグメントではプレッシャリッジが見られるが，いずれも右横ずれに対応した配列をなしている。

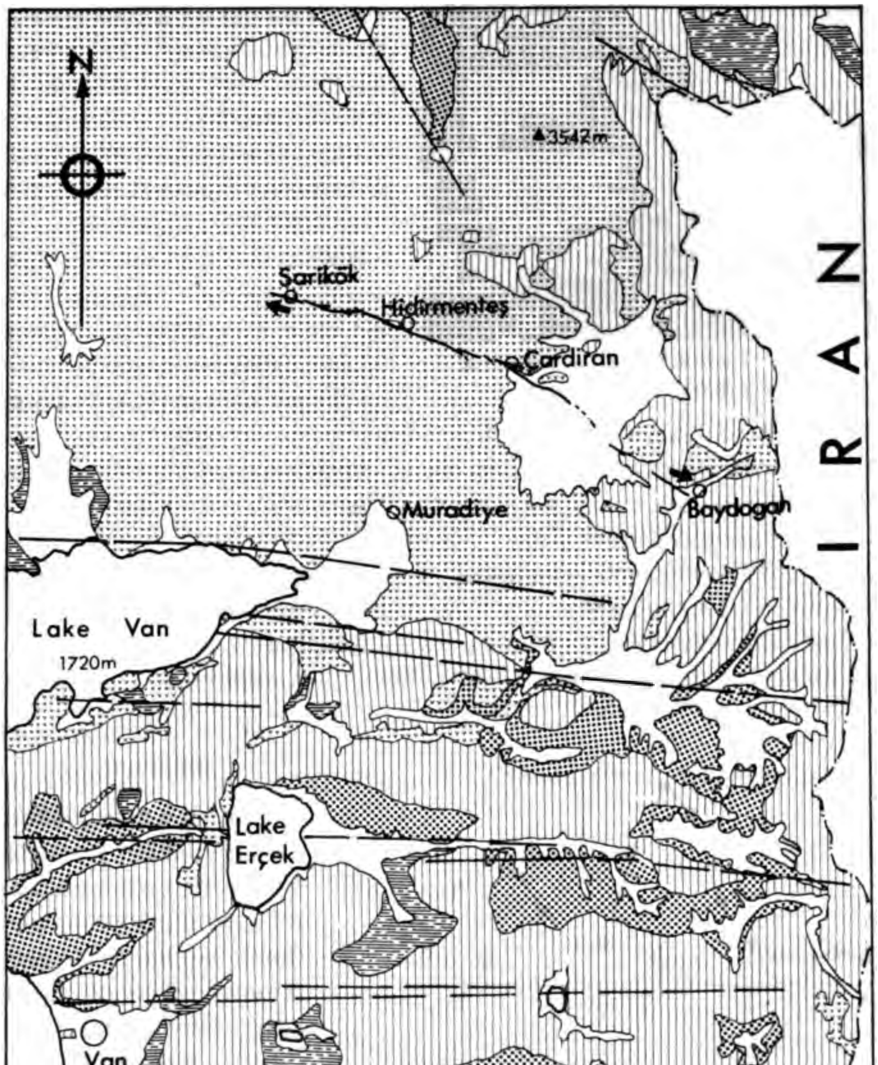
3) チャルドラン地震断層

その表面積が琵琶湖の約5倍といわれるトルコ最大の塩湖であるヴァン湖とイラン国境にはさまれた地域の地質略図を既存資料と筆者の概査結果からまとめて第6図に示してある（ALTINLI 1963, ARPAT and SAROĞLU 1977, OTA and MADO 1975, KETIN 1977)。

チャルドラン付近は，東西南北各々約20km ほどにわたって沖積堆積物が薄くおおう高原状平担地をなし，標高は約2,000m前後である。西部は，一部有史時代に噴出した玄武岩溶岩を含む第四紀火山噴出岩類が広く分布し，東部は主に上部白亜系のオフィオライトを伴う堆積岩類からなる。

1976年11月24日にチャルドラン付近を震央として生じたチャルドラン地震（ARPAT and SAROĞLU (1977) の東アナトリア地震，守屋 (1982) のムラディエ地震に相当する）は，2,000km² 以上にわたってその80%以上の家屋を破壊し，4,000～6,000人以上の死者を出した（ARPAT and SAROĞLU 1977など)。

この地震によって生じた地震断層は，西端のサリケック付近から東端のバイドカン付近までほぼ WNN～ESE の方向に約55km 続いた。やや詳しくみると，第6図にも示されているようにチャルドラン付近でやや折れまがっており，サリケックーチャルドラン間ではN75°W～S75°E，チャルドランーバイド間ではN60°W～S60°Eの方向を持つ。北アナトリア断層の延長は，ヴァン湖北端部付近を通過する東西性の断層帯の一つと考えられるから，チャルドラン地震断層は明らかに北アナトリア断層と異なる。顕著な右



第6図　チャルドラン地域地質図（凡例は第4図と同じ）

ずれ変位を示し，ARPAT and SAROĞLU (1977) によれば，西部で D_1=330～350cm，中央部で250cm でさらに東方に小さくなる傾向を示す。垂直変位は部分的であるが最大50cm に達するという。守屋 (1982) によれば，サリケック付近では $D_{2(?)}$=100cm ほどと小さく逆断層の形態を示す部分もあるという。一般に三ないし四重の多重雁行配列をなし，L_1=55km，L_2= 2 ～ 8 km，L_3=数100m，L_4= 1 ～ 5 mである。

次に主に調査したチャルドラン及びフドゥルメンテッシュ付近について述べる。

チャルドラン村は，流理構造の顕著な玄武岩質溶岩とその風化土壌上にあり，家屋の比較的密集する地域の南西側にはりだした溶岩の小丘の縁を東西に断層が走っている。S_4 に相当する最小セグメントの破断跡は明瞭に残っており，地震発生後7年ほど経過しているため開口部は50～100cm ほどに幅を広げている



Plate 4　チャルドラン地震断層（フドゥルメンテッシュ東方）

がすべて右水平ずれに対応するエシュロン配列をなしている。S_4 セグメントの方向は，N75°Wで，プレッシャーリッジと思われる高まりも各セグメント間に残存している。断層は村の西方にのび，村人の話では，麦畑を境する石垣を右ずれに変位させたとの由で，現在も不明瞭ながらその痕跡を見ることができる。

フドゥルメンテッシュ村のすぐ南にフドゥルメンテッシュ湖があり，地震断層はこの湖の南縁を切って その南側を数10cm 沈下させている。湖の東方では S_3 および S_4 セグメントがやはり右横ずれに対応するエシュロン配列して丘陵北斜面を走っている (plate 4)。ここでは，L_4＝2～5mで10～20cm ほど開口している。S_4 セグメントの方向はN65～70°Wで一部N45°Wである。開口部には，凝灰質の白色シルト（おそらく地下からふきだしたものであろう）がつまっている。また，各セグメント間にはプレッシャーリッジが明瞭で，その長さは1～3m，高さは30～50cm ほどであった。

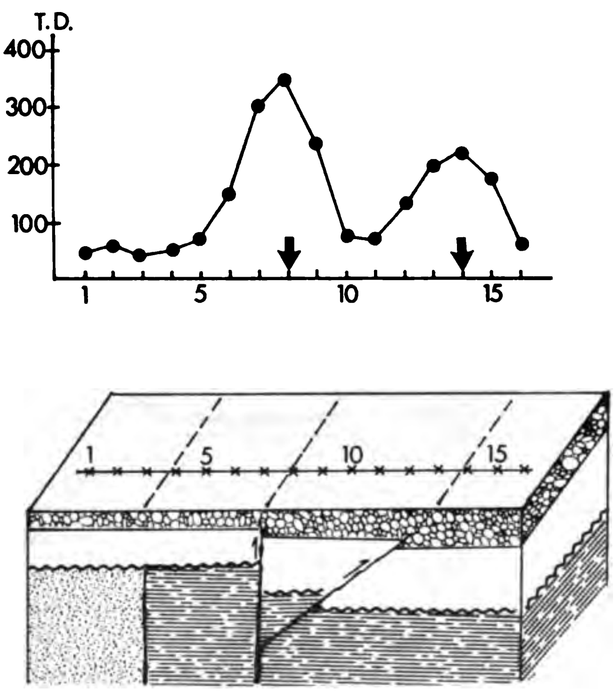
チャルドランをはじめとする20ほどの村や集落は，まさに今回の地震断層上に位置するが，これはそこに湧水があるためで，また，チャルドラン～フドゥルメンテッシュ間においてもしばしば車を迂回させねばならないほどの湧水や湿地があり，フドゥルメンテッシュ湖の存在なども考えあわせると，少くとも地震以前に地震断層とほぼ同じ位置に弱線ないし活断層が存在していたと推定される。

IV. α トラック法による地震断層調査

1) α トラック法による測定方法

α トラック法はラドンの放射する α 線の飛跡密度を求めることによって断層を被覆する土壌中のラドンの相対濃度分布を知る方法である。その基本原理や過去の適用例については，例えば，加藤他 (1980) を参照されたい。

一般に，断層運動によって破壊された基盤岩中のウランの壊変によって生ずるラドンは第7図のように被覆層直下まで達する割れ目（地震断層や活断層）を通って表土中に侵透拡散すると仮定される。また，一方，ラドンの半減期は3.8日と短いため断層運動は直接関与せず，何らかの機構で運搬集積されたラドンが断層破砕帯を利用して侵透するに過ぎないとも考えられる。いずれにしても，断層直上ないし近傍において α 線の飛跡密度が増大する



第7図　α トラック法による測定模式図（横軸は測定点，縦軸は飛跡密度，α トラック数/cm²・day)

ことが経験的に期待される。地形・地質学的方法等によって，地震断層，活断層または地質断層であることが明らかになっている断層において飛跡密度の大きさや分布を検討することによって，断層の通過位置の推定や活動性の評価に資することができよう。

今回は測定にあたって以下の簡便法を用いた。即ち，測線上に一定間隔（2～5 m）で径10cm，高さ12 cm ほどの円筒状プラスチックカップを地表下10cm に埋設した。カップの下底部は切り取られており，上底部（蓋の部分）内側に縦約 2 cm，横約2.5cm の直方形状の硝酸セルローズフィルム片をビニールテープで端部を固定し放置した。1～2週間後にフィルムを回収し，帰国後，60°C，10%濃度の水酸化ナトリウム溶液中でエッチングをした後，光学顕微鏡でエッチピットを測定し，飛跡密度（T. D.：トラック数/cm^2・day）を求めた。

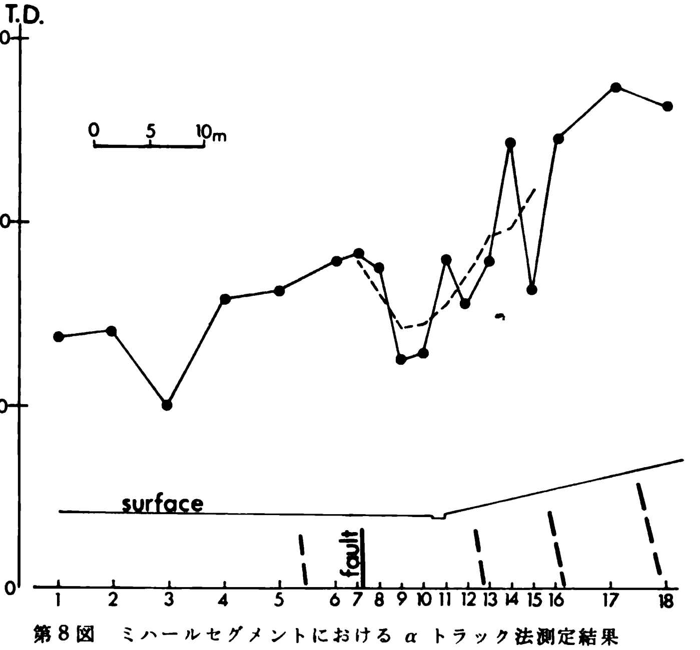
2) 測定結果および考察

α トラック法による地震断層調査は，北アナトリア断層東部エルジンジャン盆地の北西部に位置するミハール，バヒキ及びフルールの各セグメント（第3図矢印の部分）と，同断層中央部よりやや西方に位置し（第2図）クリープ性変位を示すといわれるイスメットパシャ地域の2カ所の計5カ所で実施した。その結果は第8～11図に示されている。

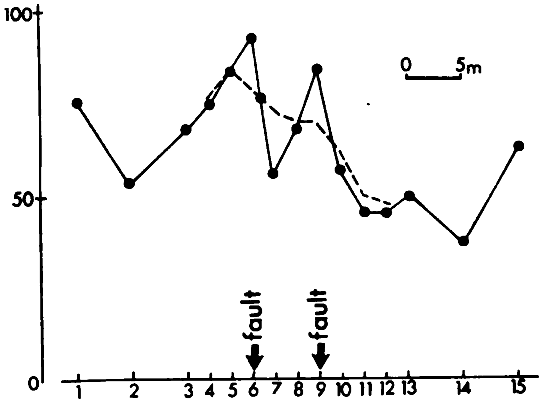
（1） ミハールセグメント

ミハール村西方 1 km のきわめて緩やかな山麓斜面上で東西性の地震断層を境に谷側（南側）が地震時に隆起した小丘状部をまたいで南北に測線をとった（Plate 1）。その上に，断層近傍では 2 m間隔（測定点 No. 6～16），他は 5 m間隔で計18カ所測定点を設けた。10日後（1983年7月21日設置，同月31日回収）すべてのフィルムを回収した。その結果は第8図に示されている。No. 1が北側（山頂側）で，No. 18が南側（谷側）である。破線は隣接する3測定値の移動平均値を示している（以下同様)。下部は模式的な地形断面を示す。断層通過位置とされる No. 7でやや不明瞭なピークを示すが，南側に一見より顕著なピークが連なっている。

既に述べたように，ここでは，変位の垂直成分が大きく高角逆断層状を呈する。一般に逆断層上盤側は下盤側に比較して，広範囲に破砕されることが経験的に知られている。従って，第8図下部の模式断面図に破線で仮想的に示したように，No. 11，No. 14及び No. 17の各々のピークに対応した断層が存在する可能性もあるが，むしろ，上盤側に相当するミハールセグメント南側の小丘をなす鮮新世礫岩や基盤の蛇紋岩類が全般に破砕されているため平均移動曲線に示されるように小丘頂部に向かって飛跡密度が増大していくと解釈される。No. 10，11 付近はごく最近人工的に溝が作られたため表土が擾乱



第8図　ミハールセグメントにおける α トラック法測定結果



第９図　バヒキセグメントにおけるαトラック法測定結果

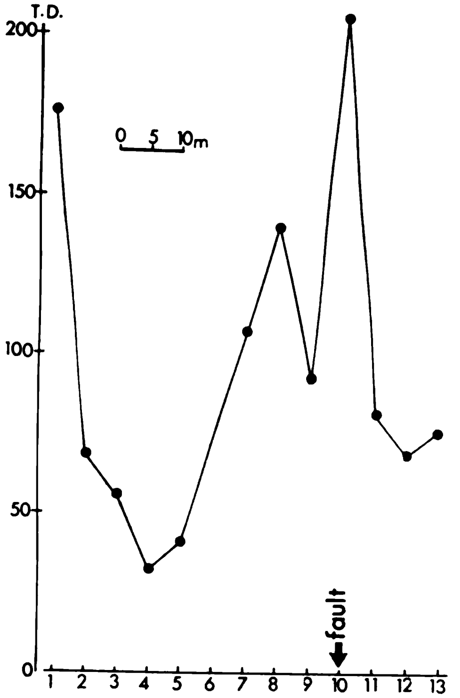
され飛跡密度が低くでたものである。

（2）　バヒキセグメント

バヒキ村東方約500 m の涸沢とそれに沿う山麓斜面上で，地震断層にほぼ直交して南北に測線をとった。No. 1～No. 15は山麓斜面上の測定点で No. 3～No. 13は２ｍ間隔，他は５ｍ間隔である。No. 16～No. 18は，No. ９を通る断層の延長上，No. 19は No. ６を通る断層の延長上で涸沢の中で測定した（第９図には示されていない）。10日後（1983年７月21日設置，同月31日回収），No. 16以外のフィルム18枚を回収した。No. 1～No. 15の結果は第９図に示されている。No. 1が北側で No. 15が南側である。断層通過位置の No. 6と No. 9において顕著なピークが見られる。No. 18も No. 9とほぼ同じ飛跡密度を示した。No. 17及び No. 19の飛跡密度は５以下と極端に少く，回収時の様子から村人によって掘り出された形跡があり，また No. 16は持ち去られた。

（3）　フルールセグメント

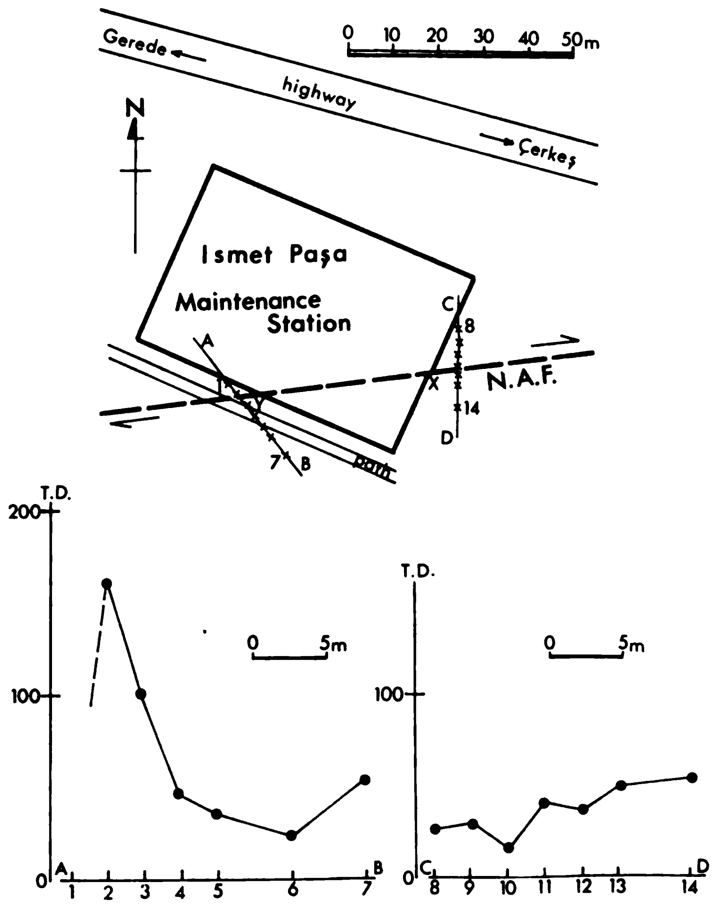
東西に平行に延びる丘陵部にはさまれた緩傾斜の小谷地に沿って断層が走ると推定されている。地表部は鮮新―洪積世礫岩が分布する。やはり，断層に直交して南北に測線をとり，測点はすべて５ｍ間隔とした。10日後（1983年７月21日設置，同月31日回収）すべて回収したが No. 6は村人に掘り起こされ地表にプラスチックカップごところがっていた。その結果は第10図に示した。ただし No. 6は測定値が得られなかったので記入していない。No. 1が北側で，No. 13が南側である。予想通り顕著なピークが見られる。No. 9がやや低い値を示すが，それでも他地域の断層通過位置の飛跡密度に匹敵するから No. 7～No. 10にかけて一つの断層破砕帯に対応すると解釈して良いであろう。No. 1については不明だが，さらに北側まで測定すれば明瞭なピークを示し，並走する副断層を示すのかも知れない。



第10図　フルールセグメントにおけるαトラック法測定結果

（4）　イスメットパシャ地域

AMBRASEYS (1970) によれば，イスメットパシャ近傍の歴史地震としては1045年の地震が知られているがこの時の地震断層の記録はない。1944年の地震では鉄道線路が150cm 変位し，1950年に再び約30cm変位をうけたがこの時地震の発生はなかったという。1951年の地震でまた変位をうけたが地震断層の記載は明らかではない。1957年春，第11図に太実線で示した鉄道の修理工場の敷地を囲む石積の壁が設けられた。1969



第11図　イスメットパシャにおける α トラック法測定結果





Plate 6　短縮変形を示す石壁（イスメットパシャ，第11図Y地点）

Plate 5　右横ずれ変位を示す石壁（イスメットパシャ，第11図X地点）

年春，AMBRASEYS が訪れた時，東壁は24cm の右横ずれ変位を示し，南壁は約5cm ほど短縮していることが発見された。筆者が1982年秋に訪ずれた時は，石壁上に金網のフェンスが付け加わっており Plate 5及び6に示したようにX地点（第11図）では石壁はやはり右横ずれを示し，内側に並走するコンクリート製の溝にも亀裂が生じていた。南壁のY地点（第11図）ではプレッシャーリッジ状に石壁上部のコンクリート製金網基部が短縮を示していたが，1983年夏に再度訪ずれた際には修理されて跡かたもなかった。ここでは，第11図に示したように，A－B，及びC－Dの2測線をとり，No. 1～5及び No. 8～No. 13までは2m間隔，他は5m間隔とした。

A－B測線では No. 1は回収できなかったためデータが得られなかったが，断層直上の No. 2で最大値と思われる飛跡密度が得られた。一方，C－D測線においては，全般に飛跡密度は低く，断層通過位置でも明瞭なピークは見られない。これは，東壁付近に溜り水があったり，砂利が敷かれ，さらに車の出入が激しいため地表部が踏み固められた状態にあるなど測定条件が悪かったことによる。

V. 結　論

北アナトリア断層東部のエルジンジャン，バルト，チャルドラン及び同断層西部のイスメットパシャ地域において地震断層の調査を行った。その結果，地震断層は少くとも地表部において多重雁行配列をするものの，その配列様式や活断層との位置関係は必ずしも単純ではないことが明らかとなった。即ち，エルジンジャン盆地北西及び南東部では1939年のエルジンジャン地震断層は大略北アナトリア断層に一致するが，盆地内部では一致せず，活断層自体も数本並走する。地震断層は全体として，当地域では約20km 以下の長さを持つ複数のセグメントにわかれるが，その配列は現在の北アナトリア断層の右横ずれ変位に対応せず左横ずれに対応した雁行配列をなす。しかし，各セグメントの変位は，部分的に南上りの垂直成分を持つものの全体的には右横ずれ成分が卓越する。数10km オーダーのセグメントの配列は単純に応力分布を反映するのではなく地質学的異方性に強く影響される。また，同盆地北西部で地震断層に近接した東西性の高角スラストを発見した。このスラストは北アナトリア断層によって切られ，鮮新一洪積世の発生と推定され，盆地南縁でも地形的に明瞭な同様なスラストと共に同盆地形成に関与した南北圧縮による。

同盆地北西部のミハール，バヒキ及びフルールセグメントとイスメットパシャ地域において α トラック法によるラドンの相対濃度測定を行った。その結果，断層通過位置で明瞭な飛跡密度の増大が見られることが多かったが，その値は予期していたほど高くはなく，100～200個/cm²・day 程度であった。これは，当地域の基盤をなす蛇紋岩類にラドンの含有量が低いことや破砕された蛇紋岩の風化粘土によってガスの搬出が阻害されたことなどによると思われるがなお検討を要する問題である。バルト及びチャルドラン地域においても地震断層の位置は活断層としての北アナトリア断層とずれるが，前者は，数km 以下のずれで地形的にも北アナトリア断層の延長とみなされるが，後者は北アナトリア断層の北側に並走する別の活断層の動きの反映とみなされる。いずれも，右横ずれの多重雁行配列を示す。

付　記

本論文執筆中の1983年10月30日午前7時すぎ（現地時間，日本時間同日午後1時すぎ）トルコ東部エルズルム市東方約56km のパリスナ付近を震央とする地震が発生した。イスタンブール測候所によればマグニチュード6，アメリカコロラド州のゴールデン地質研究所によればマグニチュード7.1とされているがいずれにしろ多くの被害が出た模様で，地震断層も生じたとの由である。また，11月18日にはマグニチュード5.6の余震がエルジンジャン地域に発生した。

エルズルムはエルジンジャンの東方約150km に位置し，東西約25km，南北約15km のエルズルム盆地内にある。この盆地の南北縁は東西性のスラストによって境され，エルジンジャン盆地と似た形成過程を経たと考えられる。震央は，北アナトリア断層から約180km 離れているからチャルドラン地震と同様，北アナトリア断層の直接の活動ではないようである（この地域の地質等については加藤（1983c）に述べたの

で参照されたい)。

文 献

ALLEN, C. R. (1969) : *Active faulting in northern Turkey*. Contribution no. 1577 Division of Geological Science, California Institute of Technology, U.S.A.

ALTINLI, I. E. (1963) : *Explanatory text of the Geological Map of Turkey of 1 : 500,000 scale*. Erzurum sheet. Publ. M. T. A. Inst., Ankara. 131p.

AMBRASEYS, N. N. (1970) : Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.

—— and ZATOPEK, A. (1968) : The Varto Üstükiran (Anatolia) Earthquake of 19th August, 1966, summary of a field report. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **58**, 1, 47-102.

ARPAT, E. and SAROĞLU, F. (1972) : The East Anatolian Fault System : Thoughts on its development. *Bull. Min. Res. and Exp. Inst. of Turkey*. 78, 33-39.

—— and —— (1977) : East Anatolian earthquake of 24 November 1976. *Nature*. **270**, 423-425.

AYDIN, A. and NUR, A. (1982) : Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, **1**, 1, 91-105.

BRUNE, J. N. (1968) : Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. *J. Geophys. Res.* 73, 777-784.

DEWEY, J. F. (1976) : Seismicity of Nothern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**, 843-868.

——, PITTMAN Ⅲ, W. C., RYAN, W. B. F. and BONNIN, J. (1973) : Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **84**, 3137-3180.

HANCOCK, P. L. and BARKA, A. A. (1980) : Plio-Pleisticene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone. *Nature, Lond*, 286, 591-594.

—— and —— (1981) : Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone. *J. Struct. Geol.*, **3**, 383-392.

加藤碩一 (1983a)：北アナトリア地震紀行．地質ニュース，342, 13-29.

—— (1983b)：トルコの地震と地震断層について．構造地質，29, 113-124.

—— (1983c)：エルズルム雑感．地質ニュース，356, 25-27).

加藤 完・永田松三・伊藤吉助 (1980)：α トラック法による活断層周辺のラドン濃度の変動測定．地震，**33**, 289-301.

KETIN, I. (1966) : Geology of eastern and southeastern Anatolia (part Ⅱ). *Bull. Min. Res. and Exp. Inst. of Turkey*, 67, 1022.

—— (1968) : Relation between general tectonic features and the main earthquake region of Turkey. *Bull. Min. Res. and Exp. Inst.*, 71, 63-67.

—— (1977) : Van Gölü ile Iran Sinin arasindaki bölgede yapilan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuclari Hakkinda Kisa Bir Aciklama. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, **20**, 79-85.

MCKENZIE, D. P. (1972) : Active tectonics of the Mediterranean region. *J. Geoph. R. astr. Soc.*, **30**, 109-185.

MOGI, K. (1968) : Migration of seismic activity. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **46**, 53-74.

守屋喜久夫 (1982)：七つの大地震—現地レポート．新潮選書，231p.

NORTH, R. C. (1974) : Seismic slip rate in the Mediterranean and Middle East. *Nature*, 252, 560-563.

OTA, R. and MADO, H. (1975) : Sulfur ore deposits in Turkey. *Bull. Geol. Survey Japan*, **26**, 9, 431-443.

TATAR, Y. (1978) : Tectonic investigations on the north Anatolian fault zone between Erzincan and Refahiye. *Publication of Institute of Earth Sciences of Hacettepe Univ.*, **4**, 1-2, 1201-1236.

TOKSÖZ, M. N., SHAKAL, A. F. and MICHAEL, A. J. (1979) : Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gaps. *Pageoph.*, **117**, 1258-1270.

WALLACE, R. E. (1968) : Earthquake of August 19, 1966, Varto area, eastern Turkey. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **58**, 1, 11-45.

(1983年12月9日受理)

地学雑誌 93-2 (1984)

スペインにおける地域開発

――フランコ体制下の経済・社会開発政策を中心に――

栗 原 尚 子*

Regional Development Policy under FRANCO Regime in Spain

Hisako KURIHARA

I. 序　論

スペインにおいて，ナショナルプランとしての地域開発政策は，管見するかぎり，1960年代から70年代初めにかけて登場した第一次から第三次にわたる経済・社会開発計画をおいてない。今日この経済・社会開発計画を検討する意味はどこにあるのであろうか，折にふれてスペインで筆者が行なったこの質問に対する答えは必ずしも明解ではない。しかし，以下の諸点から，検討する意味は大きいと考える。①スペインは，1960年代に高度経済成長を達成した。経済成長率を5年ごとの平均でみると1960―65年7.7%，1966―70年6.3%，1970―75年6.2%となっている。産業構成の変化は，1960―75年間に第1次産業が41.7%から21.7%へと著しい低下を示した。工業部門は24.0%から27.4%へ，建設業は7.1%から10.6%へ，サービス業部門は27.0%から39.2%に上昇している[1)]。このような高度経済成長政策を方向づける基本的政策として，同計画の果した役割は看過できない。それはまた，アウタルキー体制から自由主義的経済体制への転換を推進したものとしても位置づけられる。②地域開発政策理念の先進地域からの導入とその問題。スペインの「地域問題」に対応した固有の開発政策の策定というよりも，地域開発政策の策定にあたっては，しばしば先進地域の理念（具体的にはフランスの「成長の極」政策）が先行して導入されている。この意味では，今日，低開発諸国における開発政策と同じように，理念と実施との間の乖離を生みだすという側面をもっている。③後に詳述するが，スペインは著しい地域格差によって特色づけられ，国内に南北問題が存在するというような地域構成を示している。このような「地域問題」に対して，同計画はどのような対応を示したかは，近年，D. M. スミスをはじめとして人文地理学の主要なテーマとなっている空間的不平等 spatial inequality の形成に対する政策のかかわりという点からも興味ある問題を提起している。④，③とも密接に関連するが，よりスペイン的な問題として，しばしば政治的コンフリクトの源泉となってきた「地域主義」に対する対応があげられよう。周知のように，スペインにおける「地域主義」は，ガリシアやアンダルシアのような後進地域のみならず，バスクやカタルーニャの経済的先進地域でより歴史的に強固であることによって他の諸国とは対照的な事例を示している。⑤具体的に計画内容まで研究した事例は，日本においては皆無である。

以上のような関心は，究極的には，1973年の石油ショック以前の地域開発政策の特色の解明に加えて，フランコを頂点とした権威主義的国家体制[2)]と称される下での地域開発政策の特色の解明につながる側面をもつものでもある。したがって，以下の章節で，地域開発政策が登場するまでの背景，経済・社会開発計画の具体的展開，同計画の特徴と問題点について各章ごとに論ずることとする。同計画についてはかなりの資料が刊行さ

* お茶の水女子大学文教育学部地理学教室
Department of Geography, Ochanomizu University

れているが，本稿ではその基本的なものである Plan de Desarrollo Económico y Social para el periodo 1964-67 (1963)，II Plan de Desarrollo Económico y Social (1969)，III Plan de Desarrollo Económico y Social 1972-75 (1971)（いずれも Presidencia del Gobierno の Comisaría del Plan de Desarrollo 刊）と，Memoria sobre la ejección del Plan de Desarrollo Económico y Social Año 1965, Año 1967をあわせて検討の対象とした。

最後に，スペインにおける地域開発政策に関する代表的な研究を簡単に概観すると，第三次経済・社会開発計画までを包括的に取り扱った H. W. RICHARDSON の著書によって代表されるが，第二次計画までをとくに開発計画をめぐっての代表的政治集団間でのコンフリクトに焦点をあてて論述した C. W. ANDERSON の著書，社会的計画の欠如から第三次までの計画を批判した Salustiano CAMPO と Manuel NAVARRO の著書，経済構造学派の立場から批判を展開した Ramon TAMANES の一連の研究が主要なものとして列挙できる。地理学の分野で，直接この問題を展開したものはないが，H. CAPEL が，都市問題との関連で住宅政策と開発計画に言及しているのが注目されよう。

II. 地域開発政策登場の背景

1) 経済安定計画策定まで

1940年，市民戦争終焉後，スペインはフランコ体制の下でアウタルキー経済体制を確立し，経済再建の道を歩み始めた。1950年代に入り，かなりな経済成長を達成したが，後半になると，政府借入れ資金による工業化はインフレを誘発し，対外為替の下落，外貨保有高の払底，資本の海外流出が顕在化し，深刻な経済危機に見舞れた。この経済危機は，アウタルキー経済体制そのものが，経済成長に対してボトル・ネックとなってきたことを反映しており，輸入の自由化，経済統制の緩和，外資導入等の経済自由化政策がこの危機を打開し，今後の経済成長を達成するための重要な課題となってきたことを物語っている。1957年，フランコは第6次内閣組閣にあたり，大蔵省，商業省の大臣および内務省の技術長官という主要ポストに，オプス・デイ Opus Dei 派[3]のテクノクラートを入閣させた。このオプス・デイ派の登用は，新しい経済政策の導入すなわち市場経済原理を採用し，スペイン経済を国際状況に適応させるという転換を方向づける起点となる。同時に，経済政策のナショナル・プランを作成する経済企画調整局 OCYPE が，各省を横断する初めての組織として創設されている。

一連の行政改革，対外的自由化政策導入[4]を経て，経済危機打開のために，1959年7月，IMF，OECD，アメリカ合衆国政府，アメリカ輸出入銀行の支持を得て策定されたのが「経済安定計画 El Plan de Estabilización Economica (1959-61)」である。同計画は，輸入の自由化，外資導入促進，ペセタの切下げ，金融引締め策を基礎にし，これによりスペイン経済はかなり安定するに到る。同計画の終了後，1962年に，政府は今後の発展計画を準備するために，世界銀行に調査団派遣を依頼した。

2) 世界銀行調査団勧告

スペイン政府は，調査団に対し，①発展のための経済政策，②次期5カ年の公共投資の基準提示，③経済発展のための組織改革の3点についての勧告を求めている。勧告の主要な内容をみると以下の3点に要約できよう。①達成すべき経済成長率に対する政策の提示と，将来の経済発展計画策定の指示及び公共投資・公共部門政策に関する方針の提示という政府の二つの役割の強調。および現段階では操作的 operativo ではない誘導的 indicativo 政策を原則とした計画を策定すべきこと。②公共部門をも含めて競争原理の導入と市場経済の発展の必要性の指摘。これは勧告全体を貫いている基本方針であり，INI をはじめとする公企業の介入主義に対する批判が随所で繰り返されている。③高度経済成長の促進と競合する雇用政策や特定地域開発に対して明確にだされた経済成長優先主義の立場。1960年代初めの当時の経済開発理念からみれば容易に推測されうることではあるが，農村の貧困・地域間所得格差・潜在失業人口という問題は，スペイン固有の特徴ではなく，経済成長の一定の発展段階に現われる現象であ

り，高度経済成長の達成により必然的に解消されるという結論を下している。したがって，現実の著しい地域間格差の存在を認めつつも，その解消のための特定地域の開発政策の必要性を否定した[5]。

1962年8月の勧告提示後，それを受けて，Lopez RÓDO を中心に開発計画策定の準備が具体化していくことになる。勧告書は，他の諸国の場合と異なり，スペインでは大きな期待がかけられ，論争を広範囲に呼び起している[6]。主要新聞の論説，経済学雑誌，大銀行，大企業は概して好意的に受けとめたが，INI 指導層による公企業の否定的役割に対する反論[7]や，構造学派の経済学者・協同組合派・国民運動派・教会改革派は，勧告書の市場経済の偏重，農業部門の軽視，農村生活改善等の社会問題への配慮の欠如を指摘し，厳しい批判を加えている。勧告書が果した役割は，その勧告内容そのものよりも，様々の階層からの論争を誘引することにより，結果として準備段階にあった開発計画理念——経済の自由化，市場競争原理導入，不均等発展——を正当化するひとつの手続きに貢献したことにあると考える。フランコ体制の一側面を特徴づけているといえよう。

以上のようなアウタルキー経済体制から自由経済体制への移行と開発計画との関連を考える上で，さらに留意する必要があるのは，EEC 加盟問題との関連である[8]。この期間に遂行された一連の自由化政策の根底には，スペインのヨーロッパへの統合という問題が意図されていたのである。EEC 加盟条件として，加盟諸国と基本的に類似した経済体制が要求され，それに対する対応という意味で第一次開発計画の策定に奔走した面があることは否決できない。第一次に続く後の第二次・第三次よりも政治的配慮が強く働いているといえる。結果的には非民主主義的政治体制を理由に加盟は否決され，以後今日まで EEC 加盟はスペインの悲願となっている。

III. 経済・社会開発計画の具体的展開

1) 開発計画機構

世銀の勧告書公刊は，その与えた影響から開発計画前史といえようが，これに先だち，1962年2月に L. López RODÓ の責任下で，内務省直属の開発計画委員会 Comisaría del Plan de Desarrollo が発足し，開発計画作成・監視，関連省庁への情報提供という主要任務が課されている。経済企画調整局 El Oficina de Coordenación y Programación Economica[9] の補佐の下で，3つの下部委員会と事務局から成る委員会が構成され，研究機関 Gabinete de Estudios と広報機関 Oficina de Relaciones Públicas を併設している。さらに計画準備のため開発計画委員会に直属する6小委員会 ponencias（計画の主要問題を研究）と22委員会 comisiones（各産業部門の達成目標・手段の作成）が設置され[10]，計画策定後は政策施行に関する情報提供という役割が担わされた。この機構の下で第三次開発計画までが作成されたが，1973年6月の行政改革に伴い開発計画省が新設されかなりの組織改革が実施されている。開発計画委員会にかわって登場した開発計画省は，経済，社会，地域の3計画部局を柱に，計画監視局，国家統計局 INE，地理・土地台帳局 IGC を加え6部局構成からなり，従来の縦割り傾向の強い構成から機能重視の構成へと刷新している。政治的右傾化傾向の流れの中での開発計画省の新設は，機構改革のみでなく開発計画理念の転換をも示唆している。第1に，開発計画省の下で準備がなされた第四次開発計画では，全国を14ブロックに分割した地域代表からなる地域部会を編成した[11]。しかしながら，協同組合のような政府公認組織を通じて，地域住民の意見を吸い上げ，国民的コンセンサスを得るという方式であり，計画への民主主義的参加とは程遠く，フランコ体制内での限界的な住民参加にすぎない。これまでの開発計画が経済成長優先主義のテクノクラート路線によって握られてきたことに対する反動といえる。第2に，開発計画作成を主導してきた L. López RÓDO が，前述した1957年に初めて技術庁長官として入閣したオプス・デイ派のひとりであったことが物語るように，開発計画委員会のスタッフの多くは，オプス・デイ派のテクノクラートによって占められていたが，新機構の下では，彼らはほとんど排除された形になっている。1973年12月，ポストフランコといわれたカレロ・ブランコ首相

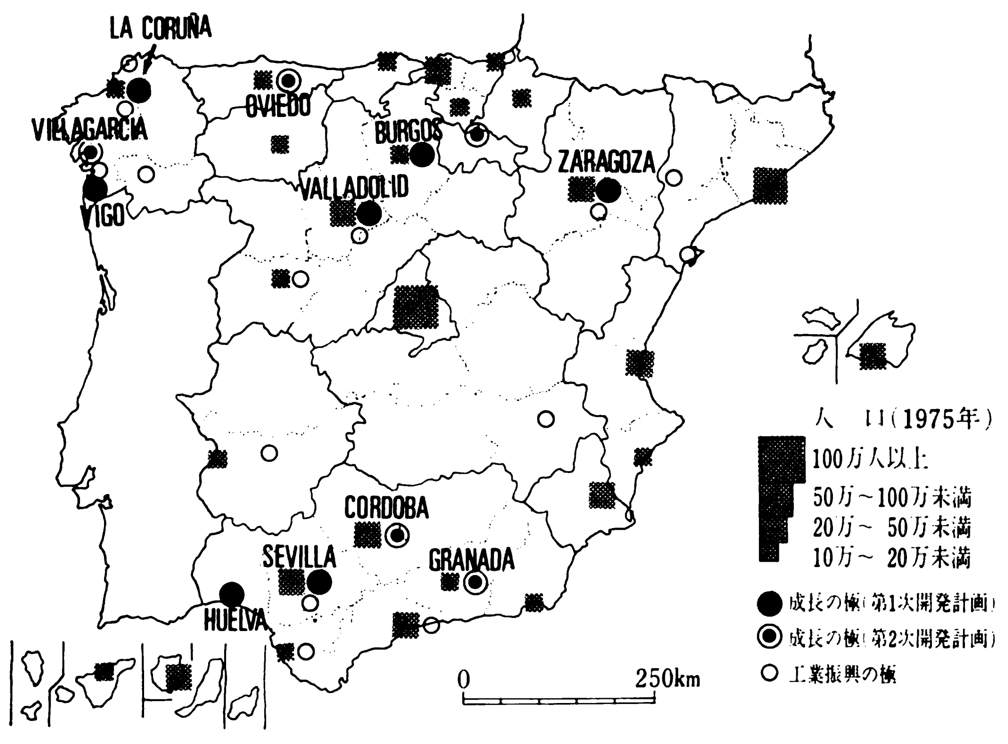
が，バスクの極左のテロリズムによって暗殺された後，さらに人的構成の刷新がなされている。

対外的には石油危機以後の国際経済環境の悪化，国内的には政治不安の増大により，準備されていた第四次開発計画そのものの有効性が疑問視される中で，とにもかくにも同計画を議会に提出するまでにこぎつけた時，フランコの重態が伝えられた。結局議会提出は見送られている。1975年12月，フランコの死後に組織された内閣では，計画開発省大臣は任命されず，1976年1月，計画開発省は廃止されるに到っている。関係スタッフおよびその機能は，経済企画局に移管され，それとともに第四次開発計画は消滅した。新たな政治状況に対応したナショナルプランとしての地域開発計画は作成されていない。開発計画省の新設と廃止は，フランコ体制下の開発政策を象徴的に意味しているようにみえる。

2)　第一次から第三次経済社会開発計画

（1）　第一次経済・社会開発計画（1964—67）と「成長の極」政策

第一次開発計画に特徴的なことは，工業振興の極 Polos de Promoción Industrial と工業開発の極 Polos de Desarrollo Industrial の指定である。前者は，工業未発達地区で，開発に有利な自然的・人文的資源を有する都市とされ，ブルゴスとウェルバが対象となった。後者の指定条件は，かなり工業の発達がみられるが，人口流出が著しい農業地域に立地している都市に相当し，ラ・コルーニャ，セビリア，バリャドリッド，ビーゴ，サラゴーサの5都市が対象として選択されている（第1図参照）。なお第二次開発計画で，グラナダ，コルドバ，オビエド，ビリャ・ガルシア・デ・アロサが追加された。これら「成長の極」への公共投資政策は，主として工業団地形成と工業用・排水路建設，道路整備等の基盤整備に中心をおき，他方，企業誘致の特別優遇措置は，基盤整備に必要とされる土地の強制的獲得，投下資本総額の10％補助（工業振興の極には例外的に20％），政府



第1図　スペインにおける開発指定都市と人口規模別都市
資料：H. W. Richardson p. 104, Anuario Estadistica, España, 1979

融資の優先（最高は70%融資，6年期限，利子率0.5～1.0%)，特別割引課税（新企業設立や資本材輸入に関する課税やライセンスに対して）の4種類から成り，企業の操業に対するよりも設立初期に向けられているのが特色である。1972年までに10回の公募が実施され，応募企業に対して40百万ペセタの固定資本投資と100人の雇用創出を基準条件として義務づけている（初期は各々3百万ペセタ，50人）[12]。結果は，第1回公募への応募件数が許可件数ともに最高で，基準限度上昇後は，著しく減少している[13]。

前記の「成長の極」指定の基準は何であったのであろうか。まず初めに第3表に明白なように，この国においても指定をめぐって県レベルで様々な陳情合戦が行われている。しかし指定の結果から判断すると，これらの政治的圧力や運動の有無あるいは強弱との相関関係は，サラゴーサのように皆無のところが指定を受けたり，逆にバスクやカタルーニャのように強かったところが全く指定されていないなどの例からみて重要性をもっていない。サラゴーサは，むしろ，すでに自生的経済成長の始動段階にあり，県知事，県議会，市長，商工会，労働組合組織をあげて指定に反対したといわれる[14]。また，バスクやカタールニャの場合は，単に両地域が経済的先進地域であるという理由以外の要因が働いていることに留意すべきであろう。第2に，指定都市は，スペインの北西部，内陸北西部，南西部に集中しており，西部地域への政策的選択がみられる。スペインの中でもより低開発地域であるエストレマドゥーラ，西アンダルシア両地域に重点がおかれていないことは，スペイン固有の地域構成，地域格差是正を念頭においたものでもない。これらの結果は，「成長の極」指定の重要な基準が，主要交通網に沿って成長可能性の高い発展軸上（換言すれば自生的成長の可能な）に立地していることにあることを示している。より効率的な経済成長を達成するのに有利な空間再編成といえる。第2表に示した「成長の極」実績結果がこのことを傍証している。1973年段階で，認可プロジェクト数と実施プロジェクト数との比率は，ブルゴス，バリャドリッド，サラゴーサが高く，県民所得への誘発効果をみるとバリャドリッド，サラゴーサ，2都市が他に抜きん出ている。また石油化学工業基地として大企業の立地進出をみたウェルバの高い補助金総額，ブルゴスの金属工業（全投資の30%），バリャドリッドの金属・機械工業（53%），化学（35%）など特定産業に特化した「極」の実績が高いのは，高

第1表 第一次～第三次経済・社会発展計画の経済計画推移

		第一次経済・社会開発計画 (1964-67)			第二次経済・社会開発計画 (1968-71)			第三次経済・社会開発計画 (1972-75)		
		1963 百万ペセタ	成長率（計画）	成長率（実質）	1967 百万ペセタ	実質成長率（計画）	名目成長率（計画）	1971 百万ペセタ	実質成長率（計画）	名目成長率（計画）
A	国民総生産	828.5	6	6.3	1616.5	5.5	8.3	2529.2	7.0	11.0
	輸入	129.8	9	12.1	237.2	6.8	11.3	425.9	11.0	15.5
	総計	958.3			1853.7			2955.1		
B	民間消費	600.0	5.5	6.0	1142.2	4.5	7.5	1721.1	6.5	10.9
	公共消費	71.3	5	5.3	160.4	3.4	9.1	280.0	5.3	12.0
	固定資本形成	167.0	9	10.2	369.8	6.9	9.0	542.7	9.7	12.1
	変動	20.0		2.0	—	—	—	—	—	—
	輸出	100.0	10.5	11.2	181.3	11.8	14.1	441.3	10.0	14.0
	総計	958.3			1853.7			2955.1		

資料：Comisaria Plan de Desarrollo ② p. 64, p. 160, R. TAMANES ① p. 504, 516, F. DIAZ. p. 496～497.

度経済成長期の基幹産業振興と一致したことによっている。

「成長の極」政策に対する批判は，資源配分でなく効率優先政策である，社会的公正概念はその正当化のための道具として利用されたにすぎない，当然自然成長するような「極」が選択されている，政治体制支持と「極」選択との間の明白な関係がある等がなされている[15]が，このような原則的に異なる立場からの批判のみならず，この政策の限界そのものに目を向けることも必要であろう。限界として，指定地域が狭すぎること，進出企業の誘発効果（関連企業・労働力雇用機会の創出），優遇政策終了後の資本調達，市場・流通機構等の問題に対する配慮の欠如が指摘できる[16]。これらの限界は，この期のスペイン経済が積極的な外資導入によって特徴づけられているのに比し，「極」への外国企業の進出がみられないという事実が何よりもよく物語っている。

以上のことから，第一次開発計画の中核を成した「成長の極」政策は，「地域」開発政策としてみた場合，問題があり否定的評価が下される。「成長の極」政策よりもバダホス計画 Plan Badajoz (1952年制定)，ハエン計画 Plan Jaén (1953年制定)，ティエラ・デ・カンポス計画 Plan Tierra de Campos (1965年制定)，ジブラルタル計画 Plan Gibraltar (1965年制定)，カナリー計画 Plan Canarias に地域開発政策としての特徴をみることができる[17]。これらの諸計画は，第一次開発計画に統合され，地域開発政策として位置づけられた。しかし，上記の3計画（バダホス，ハエン，ティエラ・デ・カンポス）は農業開発計画であり，本来の意味での「地域」開発政策とはいえない。灌漑地造成・開拓植民・電力資源開発を目的とし，重点は電力資源開発におかれている。多大の財政投資に対して期待された効果を創出していないのは，入植計画の限界に因がある。取得された農地規模では自立経営農家層育成に難があり，農産物流通・価格政策の欠如が，これらの地域を他の農村と同様に著しい人口流出としている。これらの計画は，スペイン南部における両極分解的な生産手段の所有状況による社会的不安に対する政府の「農地改革」的対応という意味をもっている。ジブラルタル計画は，イギリス領ジブラルタルとの国際政治上の関係が策定の背景にある興味深い事例である。工業団地造成による工業開発で，「成長の極」と同様の特別優遇措置が付与されている。

（2）第二次経済・社会開発計画 (1969-1971)

1967年1月に第二次計画の骨格が完成したが，経済環境の悪化に伴い11月にペセタ切り下げが断行され，同計画は根本的検討を課された。1969年2月第二次計画が承認されるまでの間は「経済安定計画」に移行した。このため第二次開発計画の達成基準は当初計画よりもかなり調子を下げている[18]。また第一次開発計画への批判を受け，分権 Decentralización の必要，農業開発の促進，公共部門の役割強化，教育・研究の充実，都市における住宅建設等社会資本の整備，社会福祉の増大を強調している[19]。しかし，本質的には第一次計画と同じ理念で貫かれていることにかわりはない。

新たに提示された分権という概念は，中央集権機構下での計画策定を改め，地方行政レベルでの計画作成・実現への参加が可能なように組織化するという意味で使用されている。具体的には，官製の労働組合組織 Organización Sindical を専門的・経済的利害を代表する利益集団として位置づけ，さらに，大学，各種研究・教育機関，県公共事業委員会 Comisión Provincial de Servicios Tecnicos C.P.S.T やその他の諸機関の協力を求めたものである[20]。また世銀の勧告書作成の際の基礎資料収集や，県レベルでの政策策定に大きな役割を果してきた労働組合経済審議会 Consejo Económico Sindical を組み込み，管轄区域の資料収集・研究・部門別計画に関しての提案などの任務を課した。従来，地方行政組織と中央政府間の利害調整を図ってきたのは，CPST であったが，CPST 長官は中央政府任命の県知事による兼任であり，地方行政レベルの利害を代表するものでないのが現実である。第二次開発計画で，計画機構の分権化が導入されたとはいっても，各々組み込まれた前記組織は本質的には諮問機関にすぎない。しかも分権的機構を実現するための具体的方策がとられたわけではない。開発計画が国民の広範な階層からの見解を吸収しているという証

第2表「成長の極」

成長の極（指定期間）	A 1973年 プロジェクト認可数	操業数	B 1971年 完成投資額	進行投資額	投資額中の クレジット割合	補助金割合
ブルゴス (1964-74)	182	154	7,116	6,921	19.6	20.2
ウェルバ (1964-74)	90	59	10,580	18,561	18.6	42.3
ラ・コルーニャ (1964-71)	85	44	5,862	3,046	6.0	2.7
セビリヤ (1964-70)	106	78	10,389	3,496	17.6	13.7
バヤドリッド (1964-71)	89	73	7,021	2,516	12.4	7.9
ビーゴ (1964-71)	114	81	4,948	569	11.0	3.9
サラゴサ (1964-69)	137	123	6,277	5,276	14.5	8.8
グラナダ (1970-76)	27	3				
コルドバ (1970-76)	36	2				
オビエド (1970-80)	92	3				
ログロショ (1972-81)	36	1				
ビリャ・ガルシア・デ・アロサ (1972-74)	24	0				

資料：H. W. RICHARDSON, A: p. 124,　B: p. 128,　C は現在の状況を示すために掲載

明の必要によるところが大きい。漸次的自由化の進展とともに，この問題への対応は軽視できず，第三次開発計画ではさらにその苦慮が払われている。第二次開発計画の中で地域開発政策に関連する箇所で，その政策の基本目標について，①地域間の顕著な所得格差是正，低開発地域の潜在的資源の利用促進，②，①の問題解決のため，様々な地域類型分析，投資の経済的・社会的効率の測定・分析，③低開発地域の文化・専門教育の向上，それを通じての中心地域への統合という３つを掲げている[21]。

②についてみると，具体的には県単位に，人口・人口移動・県民純生産・１人当たり県民所得の４指標を使用し，統計分析の結果，以下の結論を提示している。第一次開発計画実施期間に，１人当たり県民所得最高値のビスカヤ（1964年51,793ペセタ，1967年68,069ペセタ）と最低値のアルメリア（1964年16,025ペセタ，1967年23,074ペセタ）との間には，変らずに３倍強の格差が存在している。しかしジニ係数は0.2528から0.2319に低下しており，全国的には県民所得分配は均等化の方向に向かっていることを強調している[22]。これを根拠に，「成長の極」政策の開発効果は未だ未知数であると，第二次開発計画においても同じ路線を踏襲し，前節で列挙したように，グラナダ，コルドバ，オビエド，ログロニョ，ビリャ・ガルシア・デ・アロサが「成長の極」として指定された。

農村の低開発地域に関しては，近接する中心都市への都市機能依存促進により，生活基盤の格差是正を図るという空間整備に重点がおかれている。このことは，「地域開発政策は，結果として，国内の人口移動を流動化させるような社会経済構造の変化および活性化と矛盾しない」[23]という主張を前提としている。

第二次開発計画は，第一次と比較すると，社会的公正への配慮，計画策定段階での国民階層の参加，農村の空間整備等新しい次元を展開しているとはいえ，具体的方策を附随させてはいない。現実には第一次開発計画の路線を踏襲するに終り，この新しい次元は，第三次開発計画にむしろ継承されていく。

最後に，第二次開発計画で初めて俎上にのせられた計画の地域化 regionalización の問題にふれておきたい。この概念自体，耳慣れないし，スペイン的な特徴を示していると考えられる。スペインの県 provincia という行政単位は，特定の開発

実績比較

(投資額単位：百万ペセタ)

1970年1雇用当り投資額	1971年創出雇用数	基盤整備投資額	県民所得への誘発効果	C 1978年 民間投資総額	国家の補助金額	創出雇用数	企業数
0.83	9,681	1,018	12.11	22,242	807	12,821	194
3.63	3,231	3,616	7.50	50,336	2,437	7,712	95
2.58	3,307	366	3.31	12,802	105	5,045	62
1.08	9,047	2,466	6.79	9,522	318	10,038	97
0.74	11,423	594	14.00	29,727	177	20,367	70
0.49	7,695	895	8.05	9,636	220	13,749	85
0.81	11,331	2,573	6.27	10,075	185	8,792	130
				11,294	76	1,564	31
				11,013	305	1,560	45
				38,304	192	6,068	103
				16,707	291	4,702	36
				1,106	23	2,818	21

第3表 「成長の極」指定への潜在的圧力指数比較 (1940-65)
—県開発に関する労働組合刊行資料より—

県名	数	県名	数	県名	数	県名	数
アラバ	30	コルドバ	14	ルーゴ	5	セゴビア	8
アルバセテ	9	コルーニャ*	38	マドリッド	8	セビリャ*	14
アリカンテ	13	クエンカ	5	マラガ	6	ソリア	3
アルメリア	11	ヘロナ	18	ムルシア	8	タラゴナ	5
アビラ	10	グラナダ	13	ナバラ	6	テルエル	18
バダホス	16	グアダラハラ	13	オレンセ	6	トレド	8
バレアレス	9	ギプスコア	30	オビエド	9	バレンシア	34
バルセロナ	16	ウェルバ*	11	パレンシア	5	バリャドリッド*	8
ブルゴス*	11	ウエスカ	12	ラス・パルマス	9	ビスカヤ	5
カセレス	5	ハエン	30	ポンテベドウ*	10	サラゴサ*	0
カディス	17	レオン	7	サラマンカ	5		
カステリョン	12	レリダ	7	サンタクルス	22		
シラダード・レアル	4	ログロニョ	4	サンタンデル	14		

資料：Consejo Económico Sindical, Catalogue : 1940-1965. C.A. ANDERSON, p. 216 より引用
* は 1965年段階で「成長の極」指定を受けた県

計画対象地域としては狭小すぎる，より広域な空間領域での計画策定が望ましいと指摘し，具体的に4つの地域類型とそれに対応した開発を例示している。

第1類型：第1次産業部門が卓越し，人口密度が低く，都市網が未発達であり，数多くの小ムニシピオ（市町村）で構成されている諸県。農業構造の改良・小ムニシピオの中心都市への統合・中

心都市の工業化と雇用創出が開発の主目目標となる。人口の産業・地域間移動が，狭小な農地の統合と近代的農業経営農家の創出に役立つ。このような開発の具体例はティエラ・デ・カンポス，バダホス，ハエンの各計画が示している[24]。

第Ⅱ類型：農業卓越地域であるが，人口密度が高く，都市網がかなり発達している諸県。農業はラティフンディスモ（大土地所有農業経営）・ミニフンディスモ（零細農業経営）に特徴づけられている。余剰労働力を吸収するような経済活動の振興・中心都市の整備が開発主要目標となる。具体例は，アンダルシア，ガリシアにおける「成長の極」指定，ジブラルタル計画。

第Ⅲ類型：農業先進地域で工業もかなり発達している諸県。全体としてみると人口・経済ともに一定の均衡がとれているが，長期的発展のためには産業部門の多様化が不可欠である。バレンシアがその例である。

第Ⅳ類型：工業先進地域でかつ都市化の著しい諸県。過密問題が深刻なカタルーニャ，バスクが該当する。他の例は，経済構造が鉄鉱業部門に特化しているアスツリアスで，他部門への労働力転換・再編が問題となる。

このような地域類型化の試みは，開発計画が，現実の地域問題の解決にどれだけ有効性をもっているのかという疑問あるいは批判に対応してなされたといえるが，表面的な形だけのものでしかないことは明らかである。この地域化の問題に関しては第４章で再びとりあげることにする。

（３） 第三次経済・社会開発計画(1972—1975)

第三次開発計画をまず第１に特徴づけているのは，社会的公正規準の重視であろう。今日的問題としてこの理念が採用されている。1939年以降の経済成長によって，飢えと貧困の問題は解決されてきたが，１人当り所得格差が，居住地区における生活環境諸条件の格差と同様に存在し，今後の経済発展・社会的統合にとって障害となっていると記している。したがって計画の中で，教育・住宅・完全雇用・所得再配分・賃金政策・社会福祉政策等に対する社会的ニーズにプライオリティが与えられている[25]。

地域開発に関しては「発展過程で今や達成された成熟が，すべてのスペイン人の生活の質の改良に取りくむことを可能にした。(中略)。地域開発政策はこの目的を達成するための重要な手段である。(中略)。地域開発政策は，スペインの様々な県別生活水準の大きな格差，とくに都市と農村の生活形態にみられる格差を克服する手段である」[26]と政策に関する意義づけを行っている。それに続き，①資源の最適配置と高度経済成長の達成，②経済成長と福祉水準との地域間格差縮少，③強固な国民経済形成と地域経済の統合，④雇用機会の地域間格差是正，⑤国際経済への統合が，基本目的として列挙されている[27]。

開発計画実施の具体的方策として，中規模都市を中核とした都市網の整備による国土再編成 Vertebración del Territorio 政策が主柱にすえられている[28]。大都市圏（マドリッド，バルセロナ，ビルバオ等６大都市)，大都市域（オビエド，バリャドリッド，コルドバ等の17都市域，1980年計画人口75万人以上)，中都市（ブルゴス，ウェルバ，サラマンカ等20都市，1980年計画人口25～75万人)，小都市（1980年計画人口２万人以上）の都市システムを通じて発展を拡散させようというものである。農村の生活基盤整備も，中心都市との機能的関係強化により社会的・経済的機会へのアクセシビリティを確保し，結果として格差解消を図るという枠組で考えられている[29]。具体的には286の農村地域（Comarca）に分割され，電化・道路整備・上水道普及が目標とされている。

他方，工業立地政策は，第一次開発計画以降の「成長の極」政策の延長線上にある。既存の「極」の成長促進に重点がおかれ，新たな指定は抑制されたが，長期的工業開発計画を立案するという立場から，大規模拠点開発 Gran Area de Expansión Industrial 方式の採用に移行している。ガリシアが対象地域として指定され[30]，1972年に INI の51%資本参加による公社 SODIGA Sociedad para el Desarrollo Industrial de Garcia を創設している[31]。SODIGA への INI の資本参加は，INI の直接的活動が初めて開発計画に組み込まれたことを示しており注目される。これまでの開発計画における INI の役割は，補助金政策に限定され，直接的・積極的参加は制限されていた。

その因は，前章に記したように世銀の勧告書にある。勧告書の公企業の活動制限は，スペイン側の主張と最も鋭く対立する点であったが，現実には，すでに第一次開発計画において，勧告書を読みかえ，公共の利益にかなうような基幹産業部門への介入の正当性を認める拡大解釈を行っている。が，第一次・第二次開発計画では主要な任を担ったとは言い難く，むしろ両計画が，公共投資政策と密接に結びつけられていないという批判の方が強かった。SODIGA の創設はこのような批判を受けたものといえる。

都市網整備・農村整備・大規模工業開発に加え，注目されるのは，18の観光中枢地域[32]，3つの選択的地域開発計画である。後者には，カナリー諸島，ガリシア，南東部が対象地域として含まれ[33]，カナリー諸島は，観光開発・交通網整備・漁業振興・工業開発・教育振興を開発主要目的としている。ガリシアは，教育振興・交通網整備を骨格にし，第一次産業近代化，大規模工業拠点開発を，南東部は，タホ—セグラ川開発を基礎に農業近代化，工業・サービス業部門の開発など総合的開発を指向している。一応，「地域」開発政策としての視点が重視される傾向になってきたことを示しているといえよう。

第2章の計画機構の推移の箇所で記したように，第三次開発計画を特色づけた地方行政レベルでの計画策定への参加を計るために14の計画地域委員会 Comisiones Territoriales de Planificación が創設されたが，同委員会は，カレロ・ブランコ首相暗殺後その任を継承したグティエレス・カノ開発計画大臣による「分離主義の種 la semilla de separatismo」という言明により，実現に移されることなく有名無実化されてしまった[34]。

第二次開発計画が終了した1972年の段階で，スペイン政府は，再び世銀に調査団派遣を依頼した。前回の勧告書提出以降に達成された高度経済成長に自信をもっていた政府は，それなりの調査結果を期待したが，その内容は意に反し，公企業の経済活動への介入に対する厳しい批判を含んでいた。調査結果は公刊されることなく闇の中に消えている[35]。この例が象徴するように，第三次開発計画は，高度経済成長達成に果した政府の役割に対する自信とこれまでの開発計画に対する反省，さらにこの間の社会的変化に対する体制的適応とから策定されている。基本的には，最も効率的な経済成長とそのために有効な空間再編成を理念としているが，社会的公正規範，開発機構の分権化，地域計画等の新しい理念を導入し，その意味では本来の地域開発政策に一歩近づいたとも評価できよう。しかし，1972年開始年次の同計画は，1973年には早くも現実との著しい乖離により有効性に疑問がもたれている。石油危機以後の経済停滞と政治的危機の増大など計画策定時には予想しえなかった社会状況の変化に対応することは，無理なことであった。

IV. 経済・社会開発計画の特徴と問題点

中期開発政策として特色づけられるスペインの開発計画は，その理念という点からみると，既述のように，その内容と推移について日本における新全総までの地域開発政策との類似点をもっている。経済効率の優先が，日本では太平洋ベルト地帯への工業部門の集積を生み出したように，スペインにおいても，既存のバルセロナ，ビルバオ，マドリッド大都市圏の先進的工業地帯への集積をより進行させた。この三大都市圏（マドリッド，バルセロナ，ビスカヤ県）によって工業総生産額の36.1%，工業就業人口の21.3%が占められている（1978）。また，「成長の極」政策から大規模拠点開発方式への移行は，新産都市の指定から同様に，大規模拠点開発方式による工業地域の外縁化に対応している。工業開発が軌道にのった後に，都市網整備による空間再編成が登場してくるのも同様である。しかし，高度経済成長の開発理念が，国際的に波及し，受容される側面があるとしても，現実に実際にどのような効果をもったかはそれぞれ異なることはいうまでもない。理念の類似性は，スペインの開発計画をめぐる問題点・批判に関して，日本における新全総までの地域開発政策に対するのと共通点を有している。スペインでは，第一次開発計画策定の準備段階から論議を呼びおこしている[36]。1963年12月，国会に上程された折も，従来の慣例である形式的審議とは異なり，多くの議論を誘発した。基本的な問題点はこ

の段階ですでに出尽している感がある。その内容については，経済的効率主義と社会的公正規範の軽視，「地域」開発政策の欠如，フランスの地域開発政策の模倣等が主目な項目としてあげられる。以下順を追ってその問題を概観したい。

1) 社会的公正規範の軽視

社会的公正規範が，第三次開発計画において導入されたとはいえ，根底においては，効率的経済成長優先主義がいずれの開発計画においても選好されていたことは既述の通りである。これに対する批判は，開発計画における「社会計画」の位置づけをめぐってなされ，この「社会計画」軽視がスペインにおける地域開発政策に対する評価を二分する分極点となっている。この問題を体系的に展開した社会学者 S. del CAMPO と M. NAVARRO は，開発計画理念における近代化理論の影響について言及し，経済発展が社会的・政治的発展に先行するものとして把握されており，そこでは，経済成長により自動的に社会的・政治的発展が達成されていると仮定されていることを問題にしている[37]。多くの経済学者，なかでも「構造派」の批判も，基本的に同様の視角から，真の経済的発展の前提条件として，広義の意味での社会構造の変化・変革の必要性を積極的に主張している。これらの批判は，単によってたつ理論的立場の相違に由来するとみるだけでなく，当時の政治的状況が根底にあることは無視しえない。しかし，反体制的立場から批判のみでなく，オプス・デイ派の対立勢力であった労働組合組織派や国民運動派などの体制右派からの批判も厳しく，フランコはこれら対立する諸勢力の綱引きの三角形の頂点にたち均衡を保っていたのではないかという構図が想像される。

S. del CAMPO と M. NAVARRO は，開発計画の中で「社会計画」に相当すると考えられる教育，科学・技術研究，情報・文化，労働，社会補償，住宅，都市構造・サービス，地域開発の8部門について検討を加え，そのうちの教育，科学・技術研究，社会補償について要約したのが第4表の総括である。実現率の低さが顕著であり，多くの指摘の通り「社会計画」が現実には開発計画の中で周辺に位置づけられているのは否定できない。地域開発政策に関して，効率か平等かというテーマは，スペインだけに固有なものではない。いずれの諸国においても二者択一的決着のつかないテーマであろう。

2) 誘導的 indicativo という性格の限界

開発計画では，公共・民間両部門との関係を，前者に対しては強制的 imperativo，後者に対しては誘導的 indicativo と規定している。この誘導的という原則は，世銀の勧告書においても明示されていたが，フランスの地域開発政策からの援用であり，開発計画委員会の機構にも貫かれている。計画策定後の同委員会の役割は，民間部門との間にたって，関連部門の情報提供に限定されている。この原則によって課された足枷が，高度経済成長達成に果した開発計画の役割について否定的見解を生みだしている。その理由として，第1に，高度経済成長の過程で，成長率の最も高かった観光業と建設業は，この誘導的という原則とは全く関係なく高度成長を達成したこと，第2に，開発計画開始年次1964年以前に，すでに高度経済成長は始動しはじめていたことを指摘している[38]。さらに INI は，世銀の勧告書に対する反

第4表　第一次～第三次経済・社会発展計画における「社会計画」

単位：百万ペセタ，%

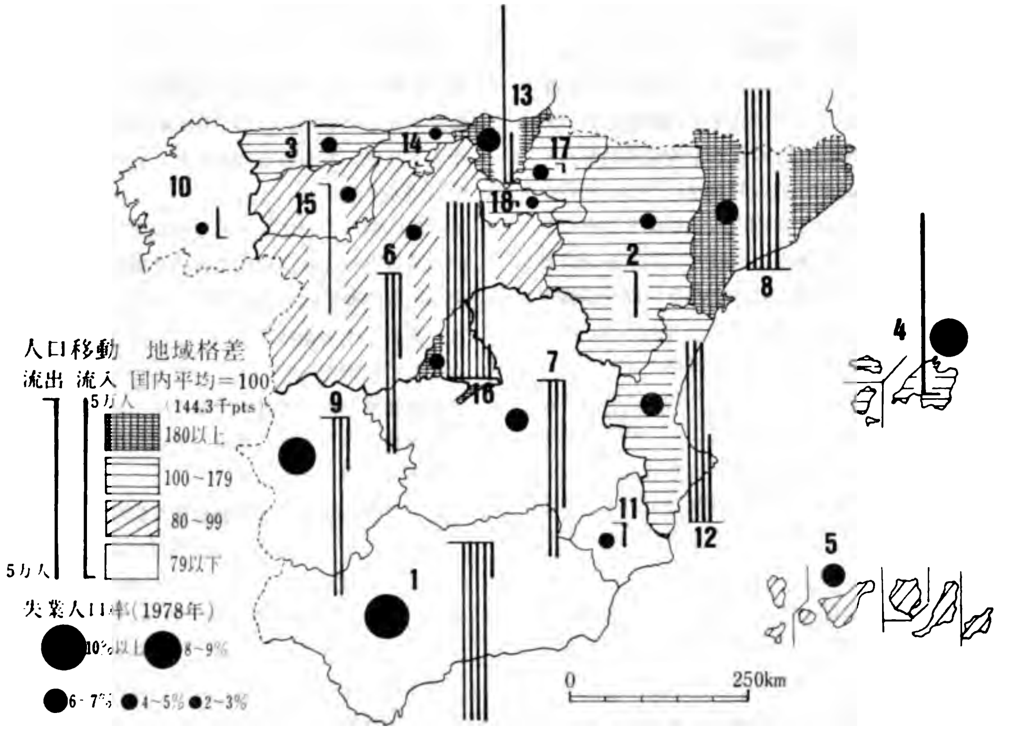
	教育			科学・技術研究			社会保障		
	A 計画投資額	B 総投資額に対する割合	C 実現率	A	B	C	A	B	C
I plan	22,858	6.82	84.5	1,685	0.50	117.3	3,759	1.12	107.7
II plan	60,821	11.09	52.5[1)]	6,358	1.16	57.6[1)]	16,270	2.97	88.1[1)]
III plan	100,249	11.51	54.2[2)]	15,720	1.80	62.3[2)]	56,966	6.54	70.1[2)]

資料：S. del CAMPO y M. NAVARRO：教育 p. 46，科学技術研究 p. 49，社会保障 p. 76.

論の中で，誘導的というのは民間部門の育成というよりも，むしろ逆に，民間部門が政府提示の基準を受け入れられない場合に，公企業の介入がありえるということにつながり，民間部門にとっては一種の脅威になりうるという見解を示している[39]。そして経済的というよりも政治的手段として利用される危険性を示唆している。しかし，最大の問題は，誘導的という原則の下に，開発計画の実現にあたって INI の投資政策との有機的な連関を欠いたことであろう。高度経済成長と開発計画との関連をより明確にするためには，INI の活動についての分析が必要となるが，本稿の枠をこえるので他の機会に期したい。

3) 「地域」開発政策の欠如

地域開発政策が各国の「地域問題」に対する政策的対応として登場すると考えるならば，スペインにおける地域問題とは何かがまず検討されなければならない課題である。しかし，すでに記しているように，開発計画では，スペインの地域問題を明確にすることをむしろ避けて通っている。著しい地域格差是正よりも高度経済成長が優先されたこと，第二次開発計画で地域計画の必要性からなされた地域類型にしても具体的に地域を特定化していないことなどがその一端を反映している。なお，ここでいう「地域 region」は，操作概念としての地域ではなく，固有の歴史的基盤によって形成されている地域を意味する[40]。筆者は，スペインにおける主要な地域問題は，所得の著しい地域格差と，少数民族集団によるナショナリズムすなわち強固な地域主義によって代表されると考



第２図　スペインにおける地域格差と人口移動（1975）
1:Andalucia, 2:Aragon, 3:Asturias, 4:Baleares, 5:Canarias, 6:Castilla y León, 7:Castilla-Mancha, 8:Cataluña, 9:Extremadura, 10:Galicia, 11:Murcia, 12:Pais Valenciano, 13:Pais Vasco, 14:Cantabria, 15:León, 16:Madrid, 17:Navaria, 18:Rioja
注：地域区分は新しい自治州にもとづく．
資料：A. G. BARBANCHO: p. 137, G. Sáenz de Buraga, p. 573, 574

える。第2図は，1975年（第三次開発計画終了年次）の1人当たり所得を指標に地域格差の実態を図化したものである[41]。パイス・バスコ（197.6千ペセタ），マドリッド（197.3千ペセタ），カタルーニャ（184.4千ペセタ）がぬきでて高い所得を獲得しているのに対して，エストレマドゥーラ(87.8千ペセタ)，アンダルシア（103.1千ペセタ）が低所得地域を形成している。全国平均を越えた地域は，前記3地域の他，バレアレス，ナバラ，カンタブリカ，リオハ，バレンシア，アラゴン，アスツリアスですべてスペイン北西部地域である。アスツリアスに次ぐカスティリャ・レオンは全国平均の88%にすぎず，全国平均値を境に明瞭な南北格差を示している。以上の結果から，スペインの地域構造を南と北あるいは中心部と周辺部という対比によって特徴的に把握する例がしばしばみられる。バスク，カタルーニャ，マドリッドへの近代的工業部門の集積，アンダルシア，エストレマドゥーラ，カスティリヤ・マンチャの大土地所有制（ラティフンディスモ）に基盤をおいた農業問題が，基本的にこのような地域構造をつくりだしている。1960年代以降急速にかつて例のないほどの流動化を示した国内人口移動を生みだした因の一端もここにある。問題は，高度経済成長が地域格差拡大に作用したのかあるいは逆に縮少という結果を生みだしたかどうかであろう。開発計画開始年次である1964年の地域格差は，パイス・バスコとエストレマドゥーラの間で3.0倍であったのが，1975年には2.3倍になり，格差は縮少している。しかしながら，批判的立場からはこのような結果は，何ら「地域」開発政策によってもたらされたものではないという主張がなされている。

「地域主義」に関しては，バスクやカタルーニャの「自治」，「独立」は分離主義とみなされ，フランコ体制下では「地域問題」は存在しないという共通認識が体制維持の重要なイデオロギーであった。バスクやカタルーニャの地域問題はタブーとされたのである。開発計画文案中にしばしば繰返されている民族共同体 comunidad nacional という概念が物語っているように，現実に存在する強固な地域主義に対して，スペイン民族は一つであるという理念を対置している。この意味では，開発計画が国民統合という側面をもっていると指摘できる。さらに注目しなくてはならないのは先にも記した地域化 regionalización という概念であろう。計画の地域化とは，ここで問題にしているような地域 region を対象としてなされることを必ずしも含意していない。地域化をめぐる問題は，1960年代に経済学の分野で論議された，経済現象にみあった経済的地域区分を根底にしている[42]。そこでは，これからの計画地域として対象とされる地域は，行政区分領域の県 provincia 単位では狭小しすぎ，実態にそぐわないというものであった。その際，歴史的実態をもった地域 region を念頭においていたわけでないことは明らかである。同じ問題は，第三次開発計画で設置された14の地域部会の構成単位をなす地域についてもあてはまる。そこでは，バスク3県（アラバ，ギプスコア，ビスカヤ）はブルゴス，ナバラ，サンタンデールを含む地域に包括され，独自の地域単位をなしていない。W. RICHARDSON も指摘するように，特定の意図がはたらいていることは明白である。

地域問題への対応，それとの関連での「地域」開発政策の欠如は，単に効率的な高度経済成長優先という開発計画理念に規定されているだけでなく，強力な中央集権体制の下で，地方行政府が自立的な行政機能を奪われているという非民主主義的な政治構造にかかわる問題であった。このような政治構造の下では，本来の地域開発政策の施行は限界をもっている。

4）フランスの地域開発政策の影響

三次にわたった経済・社会開発計画の基本をなしている「成長の極」理論，ponencia や comisiones などの開発計画機構，政策の誘導的 indicativo という性格は，フランスの地域開発政策から導入されたものである。その背景には，フランスの地域開発政策の先進性，同国とスペインとの密接な歴史的関係，EEC への加入申請という国家的課題などの要因が考えられるが，経済構造の類似性も指摘されている。基幹産業部門の大企業への集中とそれらの公共政策との密接な関係が，スペインにおいても，誘導的政策原則の導入を可

能にする下地があると判断され，基本的にフランスの地域開発政策を取り入れることが決定されたといわれる。しかし，スペインの経済・社会に固有な問題に対する考察・論議がなされずに導入された政策は，計画と現実との乖離と厳しく批判されることになった。計画と現実との乖離に関しては，さらに統計資料の不整備が指摘されている。信頼しうる統計資料の不足は，計画達成に影響を及ぼす。基礎的な機構整備が，計画理念と実施との架橋として必須条件である。

V. 結　論

従来の地域開発政策に関する研究に共通する問題点の1つとして，開発効果についての実証分析の不十分さがしばしば指摘されてきた。しかし，地域開発政策の中には，その実施に際し，具体的方策を欠いている例も多い。スペインの経済・社会開発計画はそのような例であろう。開発計画の現実的効果を問題とするよりも，自由主義的経済体制の確立と高度経済成長という基本方針を方向づける象徴としてもっていた意味の方が大きかったのではないかと考えられる。1975年のスペインの1人当たり国民所得は2.7千 US ドルであり，イギリスの3.9千 US ドル，フランスの5.8千 US ドル，西ドイツの6.6千 US ドルに比して低く，スペインにとって高度経済成長は，何よりも第一義的課題であったのである。スペインの開発計画は，ヨーロッパ内で顕著な南北格差が示すように，ヨーロッパの低開発地域を特色づける地域開発政策として把握できる。西欧先進諸国の地域開発政策とよりも，むしろ低開発諸国のそれとの類似点がみられるのはこの点によっている。政治的操作手段として利用された意味の強い開発計画において，「成長の極」政策は，結果として開発ブームのイデオロギーを創出することには成功した。さらに，スペインの開発計画に固有な問題として，フランコ体制の権威主義的政治構造に規定された限界をぬきには考察しえないことは既述の通りである。社会的公正規範から空間的不平等が問題となるのは，まず第1に，社会的階層間の不平等が種々の社会保障制度を通じて軽減されていること，第2に，それを可能にするだけの経済的発展段階に達していること，第3に，意志決定過程への参加を可能にするような政治構造が存在していること等を前提としてなりたつといえよう。その意味では，1975年以降の新たな状況の下で，各々の地域 región において模策されている開発政策がいかなるものか，フランコ体制下の開発計画との比較をも含めて関心のある問題である[43]。今後の課題としたい。

注

1) 成長率については R. TAMANES (1968), p. 554, 産業構成率については，R.TAMANES (1980) p. 37.
2) J. J. リンスは，フランコ体制を全体主義と区別し，権威主義を，①限定的な政治的多元主義で，②精致化された指導的イデオロギーによる支配がなく（固有の精神構造は有する），③強力・広範な大衆動員を伴わず，④指導者の権力行使は全体主義に比して限定的であると特徴づけている。J. J. LINZ (1976), p. 165.
3) 1928年，スペイン人神父エクスリバによって創設されたカトリックの半秘密結社的な世俗宗教団体。伝統的教義を守るために政財界への影響力を強めることを第1課題とし，権力志向が強い。商業大臣 A. ULLASTRES, 財務大臣 M. NAVARRO RUBIO, 内務省秘書長官 L. López RODÓ の3人を入閣させた。
4) 国際社会への復帰は，1951年，アメリカ合衆国からの政府借款による実質的経済援助の受諾，1953年，アメリカ合衆国との間にマドリッド協定を締結，1955年，国連加盟，1958年，国際通貨基金・世界銀行・O.E.C.D. 加盟を通じて達成された。
5) International Bank for Reconstruction and Development, p. 50-55.
6) C. W. ANDERSON, p. 170-171, p. 194-196.
7) P. SCHWARTZ y M.-J. GONZÁLEZ, p. 96-99.
8) 1962年2月9日に加盟交渉開始を申請。1964年2月21日に再申請。
9) 1957年2月25日政令により創設される。経済政策に関連する各省間に調整する初めての横断的組

織。体系的・全体的な研済政策作成に中心的役割を果す。R. CARR and J. P. F. AIZPURRUA, p. 53-54.

10) 両委員会の構成員は関連各省によって任命され，計画委員会，労働組合組織（シンジカート），官僚，私企業者等から成る。このフランスの地域開発政策策定機構の導入は，開発計画の主導権を握ったオプス・デイ派のリーダーが，政治的確執の最もはげしかった労働組合派（経済自由化に否定的）の影響力を弱め，大企業との関係を強めることにより，自らの指導力を発揮しうる組織をつくることを必要としたためとされる。C. W. ANDERSON, p. 167-173.

11) ①ラ・コルーニャ，ルーゴ，オレンセ，ポンテベドラ，②レオン，オビエド，③アラバ，ブルゴス，ギプスコア，ログロニョ，ナバラ，サンタンデル，ビスカヤ，④ウエスカ，ソリア，テルエル，サラゴサ，⑤バルセロナ，ヘロナ，レリダ，タラゴナ，⑥アリカンテ，カステリョン，バレンシア，⑦アルバセテ，ムルシア，⑧アルメリア，グラナダ，ハエン，マラガ，メリア，⑨カディス，コルドバ，ウェルバ，セビリア，セウタ，⑩バダホス，カセレス，⑪バレンシア，サラマンカ，バリャドリッド，サモラ，⑫アビラ，シウダード・レアル，クエンカ，グアダラハラ，マドリッド，セゴビア，トレド，⑬バレアレス，⑭ラス・パルマス，サンタ・クルス・デ・テネリフェの14地域である。これらの地域区分は，伝統的な地域区分と必ずしも一致していない。とくにバスクが，周辺諸県とともに ③ の地域に解消されている点は，H. W. RICHARDSON も指摘するように，バスクの強固な地域主義と無関係ではない。

12) H. W. RICHARDSON, p. 118-122.

13) 1970年末までの8回の公募では，応募総数2,445，認可総数1,627，認可率66.5%，認可企業の資本見込総額142.8百万ペセタ，雇用創出見込数159.1千人。H. W. RICHARDSON, p. 120.

14) H. W. RICHARDSON, p. 116.

15) *ibid* p. 136-139.

16) *ibid* p. 137.

17) *ibid* p. 155-157. J. NAYLON, p. 300-305.

18) F. DIAZ, p. 511-514. Comisaría del Plan de Desarrollo (1969), p. 53.

19) Comisaría Plan de Desarrollo (1969), p. 53-63.

20) *ibid* p. 53-54. 1969年1号法（第2次経済・社会開発計画）第3条に相当.

21) *ibid* p. 113.

22) *ibid* p. 116-118.

23) *ibid* p. 112.

24) *ibid* p. 121-124.

25) Comisaría Plan de Desarrollo (1971), p. 33-34.

26) *ibid* p. 171-172.

27) *ibid* p. 178.

28) *ibid* p. 183-187. H. W. RICHARDSON, p. 98-103. F. DIAZ p. 523-525.

29) *ibid* p. 188-189.

30) *ibid* p. 191-195. H. W. RICHARDSON, p. 103, p. 159-162.

31) INI の地域開発政策を特徴づけるものとして，以後 SODIGA 方式といわれる方式の源となる．とくに地元の貯蓄銀行 Caja de Ahorro の資金を利用する方式で，地元資本調達を目的としている。この場合は，51%のうち34%がガリシア貯蓄銀行から，15%が民間銀行から調達されている。INI の地域開発政策という点からみると，ドルショックで不振に落ち入った北西部製鉄会社ASTANO の救済や，カナリー諸島ラス・パルマスへの製鉄所，造船所設立の ASTICAN がその代表例といわれる。P. SCHWARTZ y M.-J. GONZALEZ, p. 172-173.

32) 拙稿 p. 74-78.

33) Comisaría Plan de Desarrollo (1971), p. 201-209.

34) R. TAMANES (1980), p. 436.

35) P. SCHWARTZ y M.-J. GONZÁLEZ, p. 174-175.

36) C. W. ANDERSON, p. 178-182.

37) Salustiano del CAMPO y M. NAVARRO, p. 18-22.

38) R. TAMANES (1968), p. 532-537.

39) P. SCHWARTZ y M.-J. GONZÁLEZ, p. 99-100.

40) 竹内啓一, p. 51.

41) スペインの県民所得を指標とした地域格差に関する研究は，早くは J. P. PRIETO によってなされたが，その後精確度の高いものとして利用されてきたのはビルバオ銀行の調査資料である。本稿では A. G. BARBANCHO, p. 131-152 を参照したが，この基礎になっているのもビルバオ銀行調査資料である。

42) D. Amand MELÓN, p. 795-800. スペインの代表的な地理学者である同氏は，経済的地域区分のみならず，しばしば地理学者によってなされる自然単位を基礎にした地域区分が，歴史的実体をもった「地域 region」を無視している問題を regionalismo に関連して指摘している。

43) L. GÁMIR coord, p. 539-594. L. F. ALONSO Texidor and M. HEBBERT, p. 16-29.

主要参考文献

ANDERSON, C. W. (1970) : *The Political Economy of Modern Spain: Policy-Making in an Authoritarian System*. The University of Wisconsin Press, London.

Banco de Bilbao (1978) : *Renta Nacional de España y su Distribución Provincial*. Banco de Bilbao, Bilbao.

BARBANCHO, A. G. (1979) : *Disparidades Regionales y Ordenación del Territorio*. Editorial Ariel, Barcelona.

CAPEL, H. (1975) : *Capitalismo y Morfologia Urbana en España*. Los Libros de la Frontera, Barcelona.

CARR, R. and J. P. FUSI Aizpurua (1979) : *Spain: Dictatorship to Democracy*. George Allen, London.

Comisaría del Plan de Desarrollo (1963) : *Plan de Desarrollo Económico y Social para el Periodo 1964-1967*. Presidencia del Gobierno, Madrid.

—— (1969) : *II Plan de Desarrollo Económico y Social*. Madrid.

—— (1971) : *III Plan de Desarrollo Económico y Social 1972-75*. Madrid.

GÁMIR, L. coord. (1980) : *Politica Económica de España. 2: Autonomias, Sectores, Objetivos*. Alianza Universidad, Madrid.

HARRISON, R. J. (1978) : *An Economic History of Modern Spain*. Manchester University Press, Manchester.

DIAZ, F. (1980) : Politica de Planificación. L. GÁMIR coord., *Politica Económica de España, 1*. Capitulo XII, Alianza Universidad, Madrid.

International Bank for Reconstruction and Development (1963) : *The Economic Development of Spain: Report of a Mission Organized by I.B.R.D. at the Request of the Government of Spain*. John Hopkins Press, Boltimore.

栗原尚子 (1979)：スペインにおける観光業の発達と「観光開発」政策. 文部省科研費報告書『現代世界の地域政策の展開』, 69-79.

LASUÉN, J. R. (1976) : *Ensayo sobre Economia Regional y Urbana*. Ariel, Barcelona.

LINZ, J. J. (1976) : An Authoritarian Regime: Spain. S. G. Payne ed., *Politics and Society in Twentieth-Century: Spain*. New Viewpoint New York.

MELON, A. D. (1977) : Provincialismo y Regionalismo Españoles. *Estudios Geograficos*. Nos. 148-149, 781-800.

NAYLON, J. (19) : *Iberica*

O.E.C.D. (1976) : *Regional Problems and Politics in O.E.C.D. Countries*. Vol. II, VI, Spain, 107-124.

PRIETO, J. P. (1949) : El Producto Nacional de España y su Distribución Espacial: un Análisis Hipotético. *De Economia*. Numero enero-febrero.

RICHARDSON, H. W. (1975) : *Regional Development Policy and Planning in Spain*. Saxon House, England.

Sáez de BURAGA, G. (1980) : Politica Economía Regional. L. GÁMIR coord., *Politica Económica de España, 2*. Chapitulo XIV, 539-581.

Salustiano del CAMPO y Manuel NAVARRO (1976) : *Critica de la Planificación Social Española, 1964-1975*. Castellote Editor, Madrid.

SCHWARTZ, P. y M.-J. GONZÁLEZ (1978) : *Una Historia del Instituto Nacional de Indus-*

tria 1964–1976. Editorial Texnos, Madrid.
SEERS, D. et al. eds. (1979) : *Underdeveloped Europe*. Harvester Press, Sussex.
竹内啓一 (1980) :「地域」の概念と地域主義. 『一橋論叢』, 84, 6, 48-55.
TAMANES, R. (1968) : *Introducción a la Economia Española*. Alianza, Madrid.
—— (1980) : *La República : La Era de Franco*. Alianza, Madrid.
TEIXIDOR, L. F. A. and M. HELBERT (1982) : Regional Planning in Spain and the Transition to Democracy. R. HUDSON and J. R. LEWIS eds., *Regional Planning in Europe*. Pion, London.

(1983年12月9日受理)

地学雑誌 93-2 (1984)

大学所蔵標本の実態調査と「自然史関係大学所蔵標本総覧」の刊行

神　戸　信　和*

State Survey of Specimens Possessed by Universities and Issue of "Specimens of Natural History Possessed by Universities in Japan"

Nobukazu KAMBE

昭和56年10月大学所蔵自然史関係標本調査会の編集により“自然史関係大学所蔵標本総覧”という452頁に及ぶ単行本が日本学術振興会から刊行された。大学所蔵自然史関係標本調査会のメンバーは国立科学博物館の今島　実（動物），小畠郁生（古生物），金井弘夫（植物），山口　敏（人類），橋本光男（地学・現在茨城大学），東京大学の遠藤万里（人類），速水　格（古生物），望月賢二（動物），豊　遙秋（鉱物・現在地質調査所），東北大学の大橋広秋（植物）の10名である。

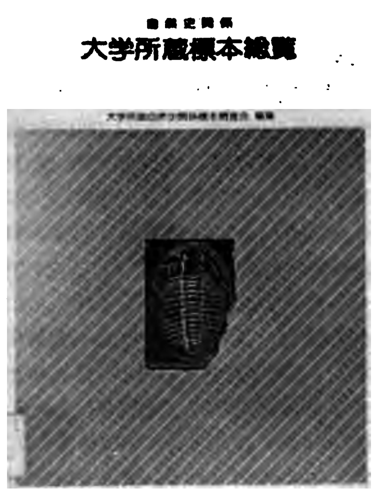


写真 1　自然史関係大学所蔵標本総覧の表紙

* 地質調査所　Geological Survey of Japan

まえがきにもあるように，この総覧には文部省が昭和53年12月に実施した「大学所蔵標本等実態調査<自然史関係>」によって全国の国・公・私立大学から提出されたデータについて，大学所蔵自然史関係標本調査会により，分野別の特色あるコレクション及び大学別の標本所蔵量に関する情報が，実態調査に協力した研究者の立場から整理・編集され，各大学の所蔵標本の概要が紹介されている。したがって，この総覧は文部省学術国際局情報図書館課が昭和55年3月に公表した「大学所蔵標本<自然史関係>の実態調査報告」の姉妹編的性格を有するものである。

ちなみに文部省が昭和53年度から実施した大学所蔵標本等実態調査は，その報告書にも述べられているように，全国の各大学には，その大学の規模や歴史あるいは教育・研究の目的に応じて，膨大かつ多様な各種の標本，その他の教育・研究用の実物・模型資料が収集，蓄積されているにも拘わらず，これまでその全国的な概況についての情報がきわめて未整備な実情にかんがみ，今後大学における教育・研究にとって必要な標本資料等の適正な保存と有効利用を促進するためには，まず基礎的なデータを集積し，各種の目的に活用していく必要があるという観点から実施された。

この実態調査は，第1年次は自然史標本，第2年次は文化史等標本，第3年次以降に医薬系等標本と計画が進められ，第1年次の調査結果は昭和55年3月に公表された大学所蔵標本<自然史関

第1表　大学所蔵標本の分類別・学部等系統別タイプ標本および論文に使われた標
集計を参考に神戸が作成．A：生物・農学系研究所，B：理工系研究所，

分類 区分	分類区分別 標本総点数	論文に使われた標本点数 分類区分別標本総点数との比率／論文に使われた標本総点数との比率	分類別・学部等系統別タイプ標本 理学系学部	 教育学系学部	 教養学部等
古生物	1,543,555	280,808 18.2%／5.5%	5,438 179,747 3.0%	1,165 41,954 2.8%	462 28,418 1.6%
岩石・鉱物	4,107,409	580,938 14.1%／11.5%	0 231,771 0 %	0 62,980 0 %	0 44,329 0 %
動物	13,106,735	2,196,113 16.8%／43.4%	2,371 250,258 0.9%	662 34,799 1.9%	202 64.199 0.3%
植物	8,715,479	1,962,977 22.5%／38.8%	16,277 1,214,280 1.3%	468 119,323 0.4%	469 73,012 0.6%
人類	240,678	42,273 17.5%／0.8%	0 5,852 0 %	0 200 0 %	0 0 0 %
計	27,713,856	5,063,109 18.3%／100%	24,086 1,881,908 1.3%	2,295 259,256 0.9%	1,133 209,958 0.5%

係>の実態調査報告にとりまとめられている。

この実態調査報告書は6章からなり，119頁に及ぶが，各章を追て実態調査の概要をみることにする。

“第1章：調査の概要”では調査の目的，対象等，項目，期日，期間及び回答状況について知ることができる。調査対象機関は国立87，公立33，私立313の計433大学に及び，調査対象標本は動物，植物，人類，古生物及び岩石・鉱物の5種類の自然物について基礎的研究を行う自然史関係の諸分野で長期的に保存する必要がある標本に限られている。回答状況をみると，433大学の調査対象機関のうち，該当ありの回答は204（47.1%），該当なしの回答は229（52.9%）である。

“第2章：大学所蔵標本の概要”では全国的な概況及び大学別所蔵標本一覧を見ることができる。全国的な概況では標本所蔵大学数は国立73，公立14，私立117の計204，所蔵標本総点数は国立25,129,031点（90.7%），公立1,080,254点（3.9%），私立1,504,571点（5.4%）の計27,713,856点，年平均増加点数は国立1,142,956点（83.8%）公立60,952点（4.5%），私立160,562点（11.8%）の計1,364,470点，年平均増加率は国立4.5%，公立5.6%，私立10.7%の計4.9%である。さらに所蔵標本総点数を(1) 内容大分類別，(2) 設置者別，(3) 整理・未整理別，(4) 学部等系統別に見ると，内容大分類別では古生物関係は154万4千点で全体の5.6%に，岩石・鉱物関係は410万7千点で全体の14.8%に当たる。設置者別では標本所蔵大学数で私立117が圧倒的に国立73を上廻るが，所蔵標本総点数は国立が2,512万9千点で全体の90.7%を占め，私立は150万5千点で全体の

本保有点数（大学所蔵標本＜自然史関係の実態＞調査報告第２章・第４章の全国
Ｃ：人文・社会系学部，Ｄ：医学系研究所，Ｅ：大学図書館，Ｆ：その他の部局）

（上段）および論文に使われた標本（下段）保有点数・相互比率 $\frac{上段}{下段}$

工学系学部	大学博物館資料館	農学系学部	家政・体育学系学部	医学系学部	その他	計
374 17,811 2.1%	3,044 11,651 26.1%	0 728 0 %	5 20 25%	0 20 0 %	A＋C 66 459 14.4%	10,554 280,808 3.8%
0 58,506 0 %	0 7,050 0 %	0 4,245 0 %	0 0 0 %	0 3 0 %	B＋C＋F 0 172,054 0 %	0 580,938 0 %
0 500 0 %	325 6,642 4.9%	8,021 1,544,526 0.5%	304 139,119 0.2%	1,114 125,209 0.9%	A＋B＋C＋F 782 30,861 2.5%	13,781 2,196,113 0.6%
0 0 0 %	9,855 222,000 4.4%	2,065 282,413 0.7%	0 19,895 0 %	301 15,859 1.9%	A＋C＋D＋E＋F 70 16,195 0.4%	29,505 1,962,977 1.5%
0 0 0 %	0 7,751 0 %	0 16 0 %	0 0 0 %	0 8,354 0 %	B＋C＋F 0 20,100 0 %	0 42,273 0 %
374 76,817 0.5%	13,224 255,094 5.2%	10,086 1,831,928 0.6%	309 159,034 0.2%	1,415 149,445 1.0%	918 239,669 0.4%	53,840 5,063,109 1.1%

5.4%，公立は108万点で全体の3.9%に過ぎない。整理・未整理別では整理済み標本は1,707万9千点で全体の61.6%，未整理標本は1,063万5千点で全体の38.4%に当たる。学部等系統別では所蔵点数の多いのは農学系学部の1,065万7千点および理学系学部の741万7千点で，これらを合わせると全体の65.2%に当たる。大学博物館・資料館は4館にも拘わらず所蔵点数は175万7千点で全体の6.3%を占め，東京大学総合研究資料館はその97.2%にあたる170万8千点の標本を有している。古生物関係の標本を多く所蔵するのは理学系学部（57.9%の89万3千点），教育学系学部（23.3%の35万9千点），教育学部（12.7%の19万6千点）である。岩石・鉱物関係の標本を多く所蔵するのは東京大学海洋研究所（37.1%の152万5千点），理学系学部（33.8%の138万6千点）である。

興味あるデータとしては“論文に使われた標本保有点数”および“タイプ標本保有点数”が動物，植物，人類，古生物，岩石・鉱物別，国・公・私立大学別，学部等系統別に，第2章および第4章に詳細に報告されているので，これらの数値を参考にそれぞれの保有点数をいろいろの角度からながめるために第1表を作成した。

実態調査は標本収納容器・設備の容積，所蔵標本の利用状況および標本の増加状況にも及び，内容大分類別年平均増加率をみると古生物関係5.4%，岩石・鉱物3.9%である。

2章の終わりには大学別所蔵標本一覧として，国公私立大学別，内容大分類別，整理済み・未整理別，論文に使われた標本の点数，タイプ標本の点数，標本収納容器・設備の総容積，年平均増加

点数の一覧表（昭和53年12月現在）が12頁にわたり掲げてある。

“第3章：標本所蔵のための施設・要員等の概要”では前段に全国的な概況を述べ，後段には国公私立大学別に標本所蔵施設，整理要員，年平均支出経費の一覧表が6頁にわたり掲げてある。この章の重要なことは，所蔵標本総点数27,713,856点という莫大な数量の標本が扱われているにも拘わらず，専任整理要員は国立大学42名，公立大学13名，私立大学19名の計74名という極めて少ないことを知ることである。

“第4章：所蔵標本に関する全国集計”では内容大分類別を基本とし，設置者別，学部等系統別に所蔵標本点数，論文に使われた標本及びタイプ標本保有点数の一覧表が10頁にわたり詳細に掲げてある。さらに標本収納容器・設備の容積は内容大分類別，国・公・私立大学別に標本1点当たりの容積が明示され，極めて意義深い。

部外利用制限及び利用状況では内容大分類別，設置者別に利用制限，過去3年間における利用状況の統計を見ることができる。最後に年平均標本増加点数が内容大分類別，設置者別に示され重要である。

“第5章：標本所蔵のための施設・要員等に関する全国集計”では標本所蔵施設について，設置者別「使用延べ床面積」（用途別・構造別・建築年次別），設置者別「標本整理・保管・利用のための専用の部屋延べ床面積」（構造別・建築年次別），学部等系統別「使用延べ床面積」（用途別，構造別，建築年次別），標本管理組織別「過密状況各段階回答数」，設置者別および学部等系統別「危険又は過密の現状を改善するために最低限必要とする」延べ床面積の一覧表が8頁にわたり詳細に掲げてある。さらに標本整理要員について，設置者別および学部等系統別「整理業務」専従常勤者数および兼務者年平均従事延べ日数の一覧表が4頁にわたり，なお標本整理・保管・利用のための支出経費につき設置者別および学部等系統別に年平均支出実績一覧表が2頁にわたり掲げてある。

“第6章：内容分類別等標本所蔵総点数順ベスト10”では動物，植物，人類，古生物，岩石・鉱物標本の大学・部局別所蔵点数が順位別に，整理済み分，未整理分，論文に使われた標本の点数，タイプ標本の点数と共に一覧表が31頁にわたり掲げてある。

以上が昭和53年度から文部省が実施した大学所蔵標本の実態調査および報告書の概要であるが，本文のはじめに述べた“自然史関係大学所蔵標本総覧”について，その内容をみてみることにする。

この“自然史関係大学所蔵標本総覧”は452頁におよぶ単行本であることは先にも述べたが，目次からみると，前段に分野別特色あるコレクションを1～325頁にわたり，Ⅰ．動物（1～90頁），Ⅱ．植物（91～192頁），Ⅲ．人類（193～205頁），Ⅳ．古生物（207～265頁），Ⅴ．岩石・鉱物（267～325頁）の順に記載し，後段には国立，公立，私立各大学別所蔵点数一覧（昭和53年12月現在）が327～452頁にわたり，各大学各学部別，動物・植物・人類・古生物・岩石・鉱物別（さらに動物は無脊椎動物，昆虫類，脊椎動物，植物は種子植物，シダ植物，蘚苔植物，菌類，藻類，地衣類；人類は古人類，現生人類；古生物は植物化石，微化石，軟体動物化石，その他の無脊椎動物化石，脊椎動物化石；岩石・鉱物は岩石・石材，鉱物，鉱石（含母岩），石炭・石油，砂泥・土壌，水・氷，人工鉱物，隕石・宇宙塵，深海底物質などに分類）に保有総点数，整理済み標本，論文に使われた標本，タイプ標本，全国ベスト10における順位について詳細に記載されている。なお各大学の特色あるコレクションが各学部別，内容大分類別に記載されている。

前段に記載されている分野別特色あるコレクションは，後段に記載されている特色あるコレクションから選定されたもので，それぞれの特色あるコレクションにつき，1．数量，2．収集の経緯，3．学術的価値，4．利用状況，5．代表的論文，保管・利用担当者が明記され，さらに写真を付して簡単に説明されていることもある。

結言

標本資料の整理や保管の必ずしも良好な状態におかれていない日本で，大学の教育・研究にとり必要な標本の適正な保存と有効利用を促進する必

要があるという観点から，文部省が先頭に大学所蔵標本の実態調査を開始し，自然史関係の報告書をとりまとめ，大学所蔵自然史関係標本調査会のメンバーにより日本学術振興会から自然史関係大学所蔵標本総覧が刊行されたことは極めて意義深いものがある。このことは，昭和55年6月13日，日本学術会議第4部付置自然史科学研究小委員会（大森昌衛委員長）の主催による，「我が国における自然史科学研究の将来像についてのシンポジウム（第2回）一標本の収集，管理を中心にして」において速水　格により講演されている。なお同小委員会により，“自然史科学研究のための標本整備に必要な措置”に関するアンケート調査も行われ，自然史科学センターの設立も強く要望されている。

今後，日本の自然史科学研究が先進諸国と肩をならべるためには，何としてでも大学だけでなく地質調査所などの地球科学系研究機関を含め，標本資料の急速な整備が是非とも必要である。地質調査所において，ここ10数年間地質標本に関する研究業務に携わってきた者として，標本の整備は極めて地味な仕事ではあるが日本の自然史研究あるいは地球科学の発展には欠かせない，重要な課題であることを申し述べ，擱筆する。

なお，日本学術会議第4部会長大森昌衛氏からは“自然史科学研究のための標本整備に必要な措置”に関する資料の提供をうけたことを記し，謝意を申し上げる。

(1984年1月27日受理)

書評と紹介

Dov NIR: Man, a Geomorphological Agent: An Introduction to Anthropic Geomorphology. Keter Publishing House, 165p. 1983.

人間が地形形成営力として働くことに気づいてから久しいが，初期には，土地的環境の変化として認識され，それを通じて議論が行われてきた。たとえば，農耕地の開発に伴う土壌侵食の加速化に代表されるような，自然への人為的インパクトが平衡状態を乱すことによって発生する諸問題である。しかし，今世紀に入ってから，とくに，1950年以降は，世界各地で都市の膨張が続き，地形の人工化が急速に進められた。また，同時に，大型工作機械の目覚しい進歩が，地形の人工化を著しく容易にしている。このような情況は，加速的侵食・堆積というような人為の間接的影響によって形成される地形，すなわち man-induced landform ばかりでなく，人間が直接形成する地形，すなわち，man-made landform にまで，研究対象を拡大することを余儀なくしている。とくに，一度でも，ある地域の地形学図を作製したことのある地形学者は，人工地形を地形学の中に位置づける必要性を感じているにちがいない。日本地形学連合では，1981年9月に「地形変化過程と人工改変」，日本地理学会では，同年11月に「地形改変と環境変化」，というシンポジウムを開き，その中で，人工地形を地形学の中に位置づけるべく議論が展開された。しかし，人工地形学の研究が，ケーススタディの域を脱却して，やっと軌道にのり出したというところが現状であろう。このような時に，表題のような単行本が出版されたので，紹介することにした。

Dov NIR は，Jerusalem の Hebrew Univ. に所属しており，半乾燥地域や海岸地域の問題について論文を発表しているが，本書では，世界各地の事例を取入れるべく努力した跡がみられる。

本書は，序，第1章：人間と森林，第2章：草地と牧畜，第3章：農業と地形，第4章：鉱業とその影響，第5章：運輸機関，第6章：河床管理第7章：海岸管理，第8章：都市地域の地形，第9章：結論，からなり，補遺：戦争の影響，がつけ加えられている。

序では，この種の出版物によくあるように研究史がのべられ，MARSH, G. P. (1868): Man and Nature 以来の諸研究が概説される。ついで，人工地形の研究では，社会的側面については人間は社会の一員として行動するので，以下の4つの要素からのアプローチが必要であることがのべられる。1：人口的要素（個人の活動が集積される），2：歴史的要素（人間による地表面の占居が永続する），3：経済的要素（新しい技術と資本の導入），4：社会経済的要素（生活水準の向上指向），である。また，自然的側面からは，人為が，既存の平衡状態を破壊し，新しい平衡状態を持つ新しい地域を生み出す，という著者の観点が紹介される。

第2章から第8章までは，それぞれについての事例研究で，ほとんどが他の研究者の業績からの引用である。環境問題に関連した他の類書と比べて，あまり目新しさは感じないので，内容については省略する。

第9章が序ならびに以降の事例研究をふまえての議論である。まず，人工地形の研究法が要約され，1）歴史的・社会経済的・地形学的アプローチ法の他に，それらを統一するアプローチ法，2）人間の介入以前と以後についての地域調査，3）人工地形過程のシミュレーション，4）完全な人工環境の調査，5）人工地形過程に及ぼす社会経済的行動の調査，が必要であることが述べられる。ついで人為による地形の改変過程が，森林伐採・牧畜・耕地化・鉱業・道路および鉄道建設・都市建設の各行動ごとに，年侵食量という推定値で量的に示される。その総量は，1970年代の中頃では，1,720億トン／年になるという。最後に，人工地形のモデル化が試みられる。この最後の部分は7ページほどであるが，人工地形の形成過程を一般化することが試みられ，著者が最も頭を悩ませたところと思われる。著者は，人類の行為は予測しがたいが，現在までの過程を分析し，媒介変数を明らかにして，将来予測をしたいと主張している。このような媒介変数には，非農林業的開

発の率や大きさを示すものとして人口増加率が用いられてきたが，これには人口の質の条件が入っていないので，開発の程度と認知の程度という2つの要素をとりあげている。開発の程度は，まさしく，地形の人工化を示し，認知の程度は，開発が自然界の均衡を破ることをどれだけ認知しているかを示す。この両者の関係により，開発に伴う諸現象の現われ方が異なるという。具体的に数量化するために，開発の程度については都市人口率，認知の程度については識字率をとりあげている。さらに，自然的要素として，気候と起伏を加えて，この4つの要素で，人工地形のポテンシャル指数を定義している。詳しい紹介は略すが，半乾燥地域の発展途上国での事例が著者の頭のなかで，かなりの部分を占めているために，このような指数を考え出したと思われる。日本の事例からみると，かなり強引と言わざるを得ない。

著者は，ケーススタディを集約して，人間が地形形成営力としてどの程度のものであるかを量的に把握し，それに関連する社会経済的条件にふれ，さらに，それらを一般化しようと試みた。しかし土壌侵食が発生しやすい地域での man-induced landform に引かれすぎており，一般化に成功しているとは言えない。人工地形の研究が，事例研究の域を出て，科学足り得るにはどうすれば良いか，という興味から本書を読んだ紹介者には，やはり難しい問題であるという感想が残る。しかし，日本においても，人工地形が地形学の中に位置づけられているとは言えない現状を考えあわせると，著者のみに多くを期待するのは酷である。本書は不十分なところはあるが，人工地形に関して世界にどのような問題があり，それを学問として体系づけるにはどうすれば良いかを考える糸口には十分なり得る。また，巻末の文献は個々の事例をみるためには，非常に参考となろう。地表面の人工化が進み過ぎるくらい進んでしまった日本で，man-made and man-induced landforms の研究を学問として体系づけることを考える同志が増えることを願って，本書を紹介した。

（松田磐余）

協会記事

理事会（昭和58年度第5回　昭和58年11月2日）

出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長，坂倉，佐藤（茂），奈須，西川，肥田，前島各理事，佐藤（久）監事

議　事：

1. 会員の入退会
   入会者：脇田武光，樋口　潔，内藤正典
   以上3名
2. 佐藤　茂理事より昭和58年度上半期決算の説明があった。
3. 事務室整備については会館委員会の検討結果を承認し，ただちに実施することにした。（金額1,429,000円）
4. 事務能率化のため宛名印刷機の購入を決定した。（金額400,000円）
5. 表彰用メダル及び内規については12月1日会長両副会長坂倉理事で内容をつめることにした。
6. 地学協会の名称（特に英文）変更については更に次回に討議することにした。
7. 特別号（最近の地学）について，発行部数は1500部，会員外への販売価格を800円（郵送の場合900円），最近の地学の英訳を Progress in the Geosciences とすることを承認した。
8. 年末懇談会は12月20日（火）の地学クラブ後16時～18時に開催することにした。（会費1,000円）

理事会（昭和58年度第6回　昭和58年12月23日）

出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長，坂倉，佐藤（茂），奈須，西川，前島各理事，佐藤（久）監事

報　告：

1. 会費免除会員として，昭和59暦年度より松下　進氏1名追加の報告があった。

議　事：

1. 会員の入退会
入会者：中島峰広，栗原尚子，宮口侗廸，近藤皓二　以上4名
退会者：大塚裕之，山鹿誠次，大和栄次郎　以上3名
那須信治　以上1名死去退会
2. 表彰内規定を定めた。
3. 地学研究調査助成対象選考委員の委員を選出した。
4. 万国地質学会議（IGC）の日本招致に関して意見の交換を行った。
5. 地学協会の名称（特に英文）変更について前回に続き意見の交換があった。

日本地学史資料調査委員会（第37回　昭和58年12月24日）
出席者：小林委員長，坂倉理事，石山，今井，岡山，黒田，諏訪，土井，湊，渡辺各委員
議　事：
1.「日本地学史文献集補遺」は92巻6号に掲載されることになり，現在印刷中，近日中に納品，会員宛発送する。
2. 依頼記事について報告があり，促進を申し合わせた。
3.「地学関係先覚者伝記カード」の取扱いについて検討した。
4. 本委員会の終結について協議した。さし当り着手した原稿については，昭和59年12月を目途に完結するように促進することとした。
5. 本「日本地学史資料調査委員会」の経過と成果についての報告原稿を3月末までに作成するよう取計らうこととした。

編集委員会（58年度第6回　昭和59年1月27日）
出席者：前島委員長，井上，神戸，杉浦，浜田，松田，山口，米倉各委員
議　事：第93巻2号の編集について審議し，掲載論文等を決定した。

編集委員会（58年度第7回　昭和59年3月12日）
出席者：前島委員長，神戸，石川，式，鎮西，松田，米倉各委員
議　事：第93巻3号の編集について審議した。

訃　報



本協会元評議員　那須信治博士は昭和58年12月16日84歳をもって逝去されました。先生は地震学及び地震工学の分野で優れた業績を残され，東京大学地震研究所所長を退官された後も早稲田大学教授として長い間教壇に立たれ若い研究者を育てられました。本協会評議員として昭和28年～38年及び昭和44年～50年の二回にわたり御尽力下さいましたことを謝し，ここに慎んで哀悼の意を表し御冥福を祈ります。

会長　和　達　清　夫

東京地学協会 取扱い出版物

▲印　新刊

日本地質図	〒 450円	
No. 5, 日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No. 8, 日本温泉分布図 ＼組の場	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧 合1,950 〒 500円	〃	930
No. 9, 日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11, 日本の火山（2版）	〃	1,350
No.13, 日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14, 日本鉱床生成図(鉱種・時代)	〃	720
No.15-1, 日本鉱床生成図（モリブデン・タングステン・錫）	〃	940
No.16-1, 絶対年代図(花崗岩)	〃	650
No.16-2, 絶対年代図(変成岩)	〃	900
No.17-1, 粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4, 日本鉱床分布図（銅・鉛・亜鉛・マンガン）	〃	3,010
No.17-5,6, 日本鉱床分布図（金・銀・水銀・硫黄・石膏）	〃	2,120
No.18, 日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19, 日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧	〃	990
No.20, 日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21, 日本温泉放熱量分布図	〃	1,310
A．日本地質図 第3版（1968, 凡例英文）	縮尺1/500万	560
B．日本の地質概要　第3版(1975)	A5, 英文61頁	770
C．日本地質図 第4版（1982, 凡例英文）	縮尺1/500万	1,340

AとB組合せの場合1,030円, BとC組合せの場合1,810円

地質構造図	〒 450円	
No.1, 秋田	縮尺1/ 50万	890
No.4, 伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5, 信越地域活構造図	1/ 20万	1,560
No.6, 秋田・山形地域活構造図	1/ 20万	2,060

特殊地質図	〒 450円	
No.11, 山形市北部　説明書付	縮尺1/ 5万	850
No.13, 佐世保北部	1/2.5万	850
No.15, 石狩沖積低地　説明書付	1/ 10万	1,240
No.17, 鬼首	1/2.5万	650
No.20, 東京湾とその周辺地域 説明書のみ	1/ 10万	1,080
No.21-1, 豊肥地熱地域地質図 説明書付	1/ 10万	2,310
No.22, 静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/ 20万	780

活構造図	〒 450円	
▲No.6, 秋田	縮尺1/ 50万	1,710
No.8, 東京	1/ 50万	1,620
▲No.11, 京都	1/ 50万	1,660
No.13, 高知	1/ 50万	1,460

水理地質図	〒 450円	
No. 4, 山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/ 5万	650円
No. 5, 香東川・土器川・財田川流域 説明書付	1/ 10万	650
No. 6, 愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 7, 千葉西部	1/ 10万	650
No. 8, 奈良県大和川流域	1/ 5万	650
No.11, 長野県松本盆地　説明書付	1/ 5万	650
No.12, 兵庫県南西部　説明付	1/ 10万	650
No.13, 佐賀・福岡県筑後川中流域	1/ 5万	650
No.15, 都城盆地　説明書付	1/ 10万	650
No.16, 仙台湾臨海地域	1/ 10万	840
No.17, 高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18, 福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/ 5万	650
No.19, 熊本県白川・黒川流域	1/ 5万	650
No.20, 鳥取県日野川流域	1/ 5万	840
No.21, 福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22, 山梨・長野県釜無川上流域	1/ 5万	1,110
No.23, 長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/ 5万	1,390
No.24, 長野県千曲川中流域	1/ 5万	1,390
No.25, 島原半島	1/ 5万	1,510
No.26, 長崎県諫早・北高地区	1/ 5万	1,260
No.27, 長野県上川・柳川・宮川流域	1/ 5万	1,260
No.28, 福島県郡山盆地	1/ 5万	1,390
No.29, 福島盆地	1/ 5万	1,540
No.30, 甲府盆地	1/ 5万	1,530
No.31, 長野県千曲川・犀川流域	1/ 5万	1,620
No.32, 新潟県高田平野	1/ 5万	1,790
▲No.33, 徳島県吉野川下流域	1/ 5万	1,390

火山地質図	〒 350円	
No.1, 桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2, 有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
▲No.3, 草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図		〒1000円
〔北海道・本州・九州〕(20地域)	縮尺1/ 5万	3,730

日本地質図索引図第2集（I）（1960～69）	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第2集（II）（1960～69）	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第3集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第4集（1975～79）	〒1000円	6,000
▲**地　質　図　目録図　1983年版　〒 300円**（既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの）		700

斉藤報恩会発行, 増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950-1974）（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円, 第一地帯 800円, 第二 950円, 第三 1,100円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

日本炭田図　〒 500円（1.2.8.13は都内 700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円）

No. 1, 常磐炭田図　説明書付	縮尺1/ 5万	1,760円
No. 2, 北松炭田図　〃	1/2.5万	2,930
No. 3, 留萌炭田大和地区　〃	1/2.5万	730
No. 4, 常磐炭田泉地域　説明書付	1/ 1万	730
No. 5, 釧路炭田新縫別地域　〃	1/ 1万	730
No. 6, 石狩炭田東芦別地域　〃	1/ 1万	1,330
No. 7, 釧路炭田北西部　説明書付	1/ 2万	1,330
No. 8, 雨竜一留萠　〃	1/ 2万	2,930
No. 9, 佐世保市南西部　〃	1/ 1万	1,330
No.10, 新潟県赤谷　〃	1/ 5000	1,330
No.12. 佐世保西南部地域　〃	1/ 1万	1,760
No.13, 天北炭田地質図 ｝組の場合 6,540円	1/2.5万	4,190
炭層対比図炭柱図		2,650

海洋地質図　〒 450円

	縮尺	
No. 2, 対島-五島海域表層底質図	1/ 20万	1,350
No. 3, 相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/ 20万	1,840
No. 4, 相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/ 20万	1,630
No. 5, 紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/ 20万	1,700
No. 6, 紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/ 20万	1,280
No. 7, 琉球島弧周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8, 西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9, 八戸沖表層堆積図(付図5)	1/ 20万	2,350
No.10, 八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/ 20万	1,970
No.11, 日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12, 西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/ 20万	2,440
No.13, 日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14, 北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15, 日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16, 紋別沖表層堆積図(付図3)	1/ 20万	2,460
No.17, 小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18, 小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19, 中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20, 隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/ 20万	2,530
▲No.21, 中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
▲No.22, 釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/ 20万	2,710
▲No.23, 日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24, 房総半島東方海底地質図	1/ 20万	2,570

空中磁気図　縮尺 1/20万　〒 450円

Ⅰ. 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 [1/50万 1枚, 1/20万 3枚]	1,030円
Ⅱ. 稚内-利尻-遠別-留萠-札幌海域(4枚)	1,030
Ⅲ. 浜頓別-雄武-網走海域(2枚)	590
Ⅳ. 御前崎-浜松-豊橋海域(2枚)	590
Ⅴ. 西九州長崎-川内海域(1枚)	590
Ⅵ, Ⅶ. 気仙沼-磐城-日立-鹿島-鴨川海域(5枚)	1,030
Ⅷ, Ⅸ, Ⅹ. 厚岸-襟裳-函館-積丹海域(7枚)	1,030
Ⅺ, Ⅻ. 輪島-福井-陸奥-宮古-花巻海域(7枚)	1,030
XIII. 福井-豊岡-隠岐海域(2枚)	590
XIV, XV, XVI. 豊橋-串本-室戸-佐多岬海域(8枚)	1,550
XVII, XVIII. 天北-十勝地域(2枚)	590
XIX, XX. 日高-大雪地域(2枚)	590
XXI, XXII. 奥尻-津軽-男鹿半島-酒田海域(4枚)	1,030
XXIII. 五島列島-野母崎-男女群島-甑島海域(2枚)	1,030
XXIV. 北見地域(2枚)	590
XXV. 大隅半島-屋久島-種子島東方海域(2枚)	1,030
XXVI. 佐渡相川-輪島-糸魚川-七尾海域(2枚)	1,030
XXVII. 伊豆沖-相模灘-伊豆諸島-房総沖海域(3枚)	1,030
XXVIII. 常磐沖東方海域(4枚)	1,030
XXIX. 日本周辺海域　縮尺1/100万(3枚)	1,030
XXX. 三陸沖東方海域(4枚)	1,030
▲XXXI. 関東沖東方海域(4枚)	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧　縮尺 1/80尺　〒 450円

Ⅰ. 新第三紀後期一第四紀の鉱化作用	610
Ⅱ. 新第三紀の鉱化作用	590
Ⅲ. 古生代後期一第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図　〒 450円

No. 1, 青山奥	縮尺1/ 5万	820
No. 2, 横浜	1/1.5万	820
No. 3, 横須賀	1/ 2万	820
No. 5, 五城目南部	1/1.5万	820
No. 7, 魚沼　地質柱状図・説明書付	1/ 5万	3,410 〒800円
No. 8, 本宿	1/2.5万	1,510
No. 9, 七谷	1/2.5万	820
No.10, 茂原	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11, 佐渡　説明書付	1/ 5万	3,020 〒500円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印 新刊

$\frac{1}{5万}$ 地質図及び説明書（左上から定価の順で，同一価格のものはアイウエオ順）：△印説明書なし

390円〒450円
△八丈島

440円〒450円
△羽前金山

460円〒450円
赤穂
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
飯田
今治西部
伊予三崎
岩内
岩館
宇部
宇部東部
襟裳岬
大垣
大迫
大畑
大屋市場
尾花沢
渡島小島
鬼首
小浜
鰍沢
蟹田
海南
唐津
冠島
霧島山
串本
鞍岡
国分
甲府
小泊
昆布森
猿留
須坂
田沢湖
但馬竹田
垂水
丹後由良
妻籠
土淵
都農
津山東部
都井岬
当別
動木
苫前
富高
那智
西方
沼田
鋸崎
羽幌
浜益
東茂住
燧岳
人首
平戸
船津
幌加内
本岐
幌泉
母衣月
神子元島
三日市
三厩
森吉山
門別
吉野山
呼子
留萌

600円〒450円
△青谷・倉吉
荒島岳
伊万里
内之浦
渡島大島
大槌・霞露岳
大間・佐井
大村
蠣ノ浦
加治木
勝本・郷ノ浦・芦辺
金木
鹿屋
上里
草津
小口瀬戸
志布志
新宮・阿田和
周匝
川内
男女群島
達布
田並
太良鉱山
近川
月形
徳舜瞥
仁位
羽島
初浦
肥前高島付野母崎
日向青島
肥前江ノ島
深浦
三島
（伊予三島）
三田井
見付・掛塚
焼石岳
八幡浜・伊予高山
涌谷
若柳

890円〒450円
△伊東
五所川原
△横田
脇野沢

1,390円〒450円
粟島
磯浜
稲取
伊良部島
岩沼
魚津
渡島福島
川尻
金華山
熊石
五城目
修善寺
下田
尻屋崎
多良間島
鶴居
利島
富江
那珂湊
野尻
彦根東部
都城
御蔵島
三崎
陸奥川内
屋久島西南部
八雲
米内沢

1,510円〒450円
羽後和田
▲国縫
小諸
酒田
知内
大樹
大正
館
多里
津幡
宮古島北部

1,840円〒450円
相沼
秋田
▲浅虫
浅舞
油川
石岡
上石見
木古内
静岡
千歳
古川
本荘
神門
八ヶ岳
潟沢
遊楽部岳

2,390円〒500円
▲市野瀬
伊予鹿島・宿毛
▲魚貫崎及び牛深
大阪西北部
▲長万部
帯広
象潟
栗栖川
▲神津島
坂城
▲薩摩硫黄島
白木峰
太平山
竹田
蓼科山
津島
中甑
▲中浜
▲早岐
藤沢
三日町
宮古島
諸塚山
横浜
▲吉岡
▲与那国島
若桜

2,390円
〒 都内700円
第一地帯800円
第二地帯950円
第三〃1,100円
浜松

2,510円〒500円
▲奥尻島北部及び南部

2,550円〒500円
▲岩国
松島

2,580円〒500円
▲信濃池田

2,610円〒500円
鴨川
▲塩釜

2,620円〒500円
亀山

2,700円〒500円
龍神

2,790円〒500円
江住

2,850円〒500円
上郡

2,880円〒500円
▲能代

2,940円〒500円
越後湯沢

2,980円〒500円
▲神戸

3,600円〒500円
▲三瓶山

地学雑誌 第861号　昭和59年1月20日印刷　昭和59年1月25日発行

編集兼発行者　[illegible]

発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話 東京（03）261-0809　振替口座東京0-66278

印刷所　[illegible]株式会社　東京都[illegible]3-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 3 (862), 1984

目　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

会　告

東京地学協会は昭和60年度の「地学に関する研究調査助成」を下記により実施します。

1. 助成対象：本協会の会員または会員が加わっている研究グループ，あるいは会員の推薦する研究グループによって行われる地学に関する研究調査。
2. 申込締切：昭和60年1月末日
3. 助成金総額：約300万円
4. 1件当り助成額（奨励金・貸付金共）：
   海外プロジェクト　50万円以内　　国内プロジェクト　30万円以内
5. 助成を受けた者の義務：奨励金を受けた者は，研究成果を本協会において講演し，その要旨を地学雑誌に発表すること。貸付金（無利子）は1年以内に返還すること。
6. 審査決定：昭和60年4月中旬

地学クラブお知らせ

7月：昭和59年7月20日（金）14：00〜16：30　地学会館
講演「活断層について　最近の話題」（スライド映写）

東大　地震研究所　松　田　時　彦

8月：昭和59年8月20日（月）14：00〜16：30　地学会館
講演「気候変動について」（スライド映写）

気象庁　長期予報課長　朝　倉　　正
（世話人　　虎　岩　達　夫）

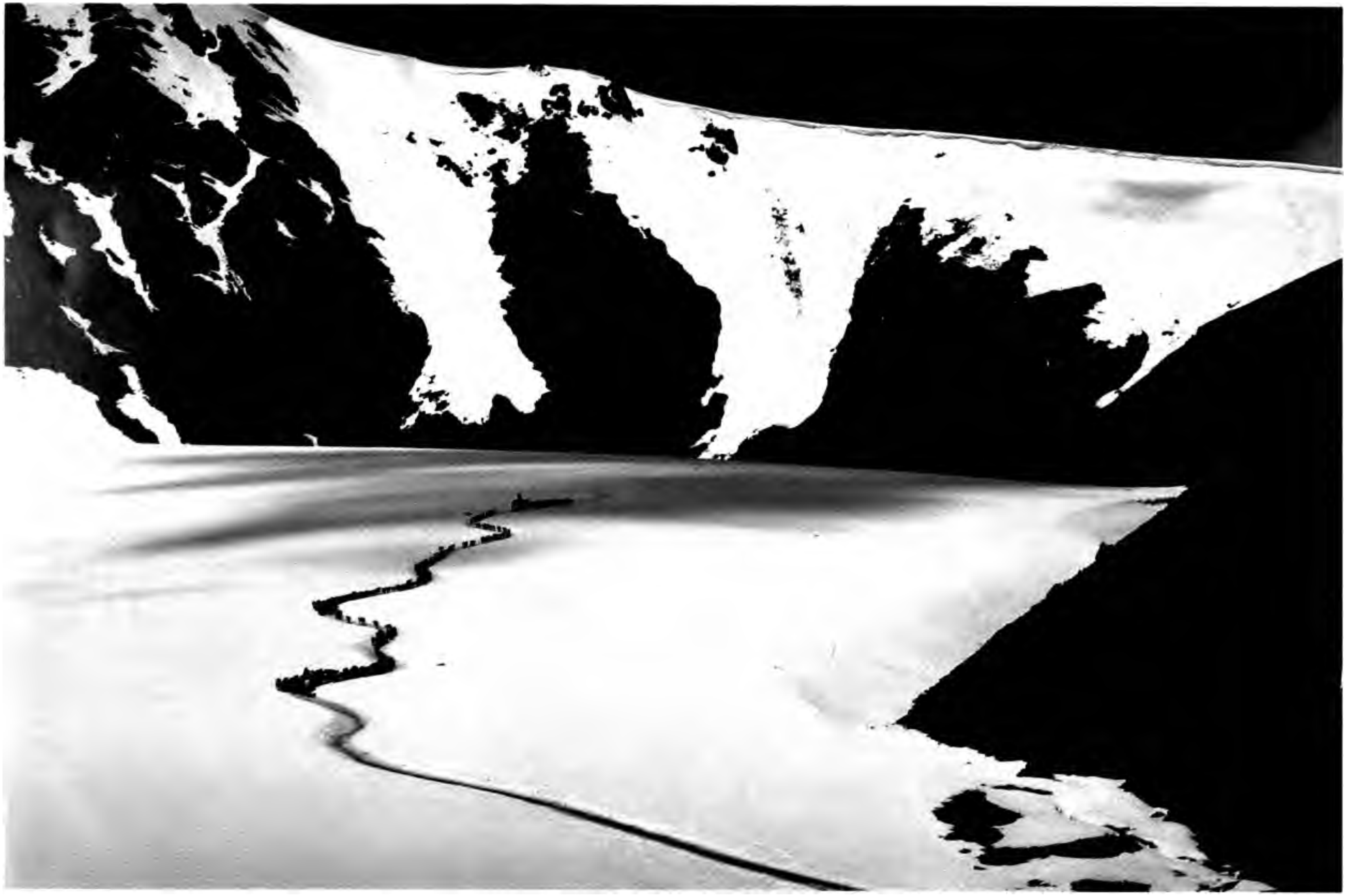


写真1　400　500頭の羊の群をつれた若い夫婦が、ウルムチ川の西側の谷にあるウラターという牧地へ移っていった　氷河を横断し、背後の圏谷壁をのぼって4050mの峠をこえてゆく　ウラターには約1か月半滞在するという　1983・7　11



写真 2
ウルムチ川源頭の標高3500 mのモレーンの上におかれた幕舎。幕舎が設営される場所は毎年ほぼ決っている。幕舎はモンゴル族やキルギス族のものとおなじ構造をもっている。



写真 3
分解された幕舎は，ラクダまたはウシ 1 ～ 2 頭に積んで運ばれる。ドーム状の鉄ワクは天幕頂部のあかり取り兼けむり出しである。カザフの男は狩猟を好むので，鉄砲を携行していることが多い。

天山山脈のカザフ族
Qazaq People in the Tian Shan Mountains

天山山脈北面からジュンガリアの平原にかけての地域には，チュルク系の遊牧民であるカザフ（**Qazaq**・**Kazak**・哈薩克（ハザク））族が住んでいる。ソビエトのカザフ共和国には約500万人のカザフ族が居住しているのに対して，中国側（東トルキスタン）にいるカザフ族は50数万人である。冬には村の小屋に住むが，夏にはフェルトの幕舎に住み，羊と馬の群をひきいて遊牧生活をしている。天山山脈の北麓で冬を越したカザフは，夏になると高山帯の草原に移ってくる。ウルムチ市の南西にあるウルムチ川の源流域にも，羊や馬の群をつれたカザフの家族が天幕や家財道具一式をラクダやウシに積んでつぎつぎに登ってきた。（1983年 7 月　岩田修二撮影，Photo by S. Iwata）

地学雑誌 93-3 (1984)

東京湾の海底地質構造

加　藤　　茂*

Submarine Geological Structure in Tokyo Bay

Shigeru KATO

Abstract

Multi-channel seismic reflection survey was carried out in Tokyo Bay along 6 lines of 130 km in total length by the Hydrographic Department in March 1982. For this survey two air guns of 500 cubic inches were used as sonic source and a 24 channel streamer cable of 1200 m length were used as a receiver. Acquired data were processed by the methods of CDP stacking, time migration, depth conversion and others. Then 12-fold stack section, migrated time section and migrated depth section for each line were made after these processing. We can clearly find the geological structure beneath Tokyo Bay to about 3 km depth on these sections.

The geological structure beneath Tokyo Bay is summerized as follows:

1) Pre-Neogene basement rocks in the Kanto area are found at 2-3 km depth in the center of the Bay, and more than 3.4 km depth in the southern part of the Bay.

2) A fault with strike of N50-55°W is found at the northern part of the Bay, which displaced the Pre-Neogene basement down to 420 m on the north.

3) Neogene and Quaternary layers of 2-3 km thick cover the Pre-Neogene basement. From the lower layer to the upper one, the part of maximum thickness moves from south to northeast in the Bay.

I. はじめに

水路部では，1982年3月，東京湾においてマルチチャンネル反射法音波探査を実施した。この調査によって，深さ3km 以上の明瞭な音波探査断面図が得られ，これまでほとんど明らかにされていなかった東京湾下の地質構造について新資料を提供できることとなった。

ここでは，この調査の内容を要約するとともに，東京湾下の地質構造について周辺陸域を含めて若干の考察を試みる。なお，この調査は，科学技術振興調整費による「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」の一環として実施されたもので，現場作業及びデータ処理は水路部から石油資源開発株式会社に外注して行った。また，調査の結果は，加藤（1984）に詳細に報告されている。

調査の計画，実施にあたった科学技術庁研究調整局担当官，石油資源開発株式会社のスタッフ，海上作業の安全に尽力いただいた第三管区海上保安本部，東京湾海上交通センターの担当官，また，本稿をまとめるにあたり，ご指導いただいた水路部杉浦邦朗部長，同部沿岸調査課佐藤任弘課長，同部海洋情報課岩淵義郎課長，東京都立大学理学部貝塚爽平教授をはじめ，この調査に協力いただいた方々に対し心から感

* 海上保安庁水路部　Hydrographic Department, Maritime Safety Agency

謝の意を表する。

II. 調査までの経緯

地震予知に関する社会的関心が高まり，特に東海地方においては，多くの基礎的研究が実施され，地震予知を実現するための前兆現象をとらえようとする観測網が整備されつつある。人口の集中する首都圏を擁し，地震規模に比較して被害が大きいと予想される南関東地域についても，東海地方同様，地震予知に関するさまざまな調査研究が実施されている。ところが，南関東地域は，厚い新期堆積層によって覆われ，地震発生のメカニズムを解明するための重要なデータとなる地下地質構造については，不明な点が多い。

関東平野は，関東構造盆地と呼ばれ，盆地状の構造をもち，平野中央部では第四系以外の地層は露出せず，その地下地質構造の解明には深層ボーリング，物理探査，重力探査等のデータによる方法がとられている。これについては例えば，石井（1962），矢島（1981），多田（1982）などの研究がある。

東京湾下の地質構造については，周辺の陸域より更にデータが乏しい。主な手段はボーリングや音波探査であるが，湾内でのボーリングはせいぜい深さ100m 前後で，周辺陸域のように，2000m を越え先新第三系基盤岩に達するようなものはない。一方，音波探査は，昭和40年代以後，磁歪式（ソノプローブ）と呼ばれる。海底下100m 程度を探査深度とするエネルギーの小さい音波探査法が用いられた。ところが，おもに湾中央から奥部では，海底下約10m に音波散乱層（または音波礫層）が広範囲に出現し，地下構造の解析は困難を極めた。そこで，エアガン方式の音波探査を実施したが，その際，音波散乱層や多重反射の除去を目的としてデジタル収録した情報をデコンボリューション等の処理を行ったため，海底下100m 内外の表層部の地質構造がある程度明らかとなった（茂木 1981）。

音波探査法は，おもに石油を中心とした海底下の資源探査を目的として急速に発展し，過去20年ほどの間に探査深度が飛躍的に増大した。この方法は，マルチチャンネル反射法音波探査と呼ばれ，最近では，地震予知を目的とした海底下の地質構造調査にも活用されてきている（桜井ほか 1980，桜井ほか 1981，加藤ほか 1983）。こうしたなかで，東京湾において，このマルチチャンネル反射法音波探査を実施する計画が進められた。その目的は，これまで表層以外は全く不明であった東京湾下の地質構造について，可能な限り深くまで探査することであった。

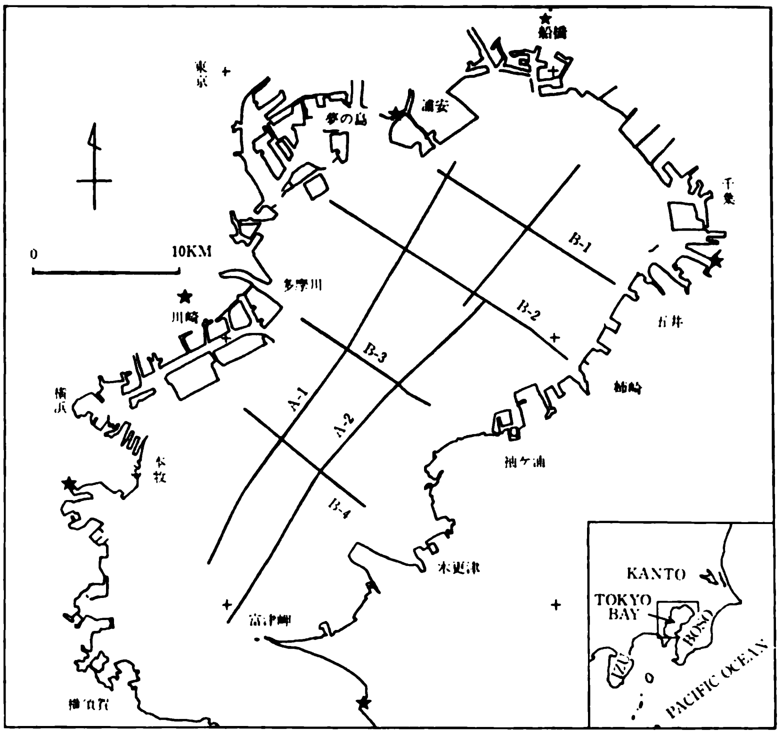
III. 調査の概要

1） 測線および調査方法

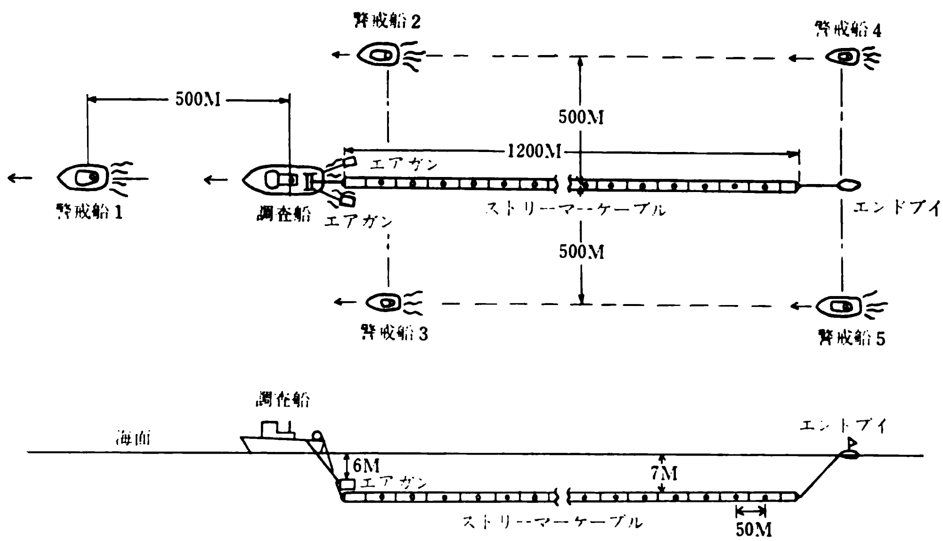
調査は，富津岬以北の東京湾において，1982年３月に実施された。調査測線は第１図に示す６測線計130 km である。ただし，いずれの測線も複数の測線を連結したものである。これは狭い湾内で1200m もの長いストリーマーケーブルを曳航し，かつ，なるべく海岸近くまで探査を行おうとしたためである。６測線のなかで，A－２測線は，他の航行船舶を避けたことから，１本につなげることができなかった。

海上作業は，第２図に示す作業形態で行われ，調査船として第12海工丸（297.5トン）を使用した。東京湾はわが国でも有数の船舶交通の輻輳海域であり，この中で長いケーブルを曳航しての作業であったことから，周囲に警戒船５隻を配置した。音源として吐出容量8.2リットルのエアガン２基を曳航し，調査船上にはエアガンに圧縮空気を送り込むためのコンプレッサーを装備した。受信部は長さ1200m の24チャンネル・ストリーマーケーブルとし，これも曳航した。探査の制御及びデータ収録はデジタル地震探鉱機 DFS-Ⅳ型によった。エアガンからの発音は調査船が50m 進む毎に行い，海底下からの反射音は，発音毎に，またストリーマーケーブルのチャンネル毎に５秒間デジタル収録した。

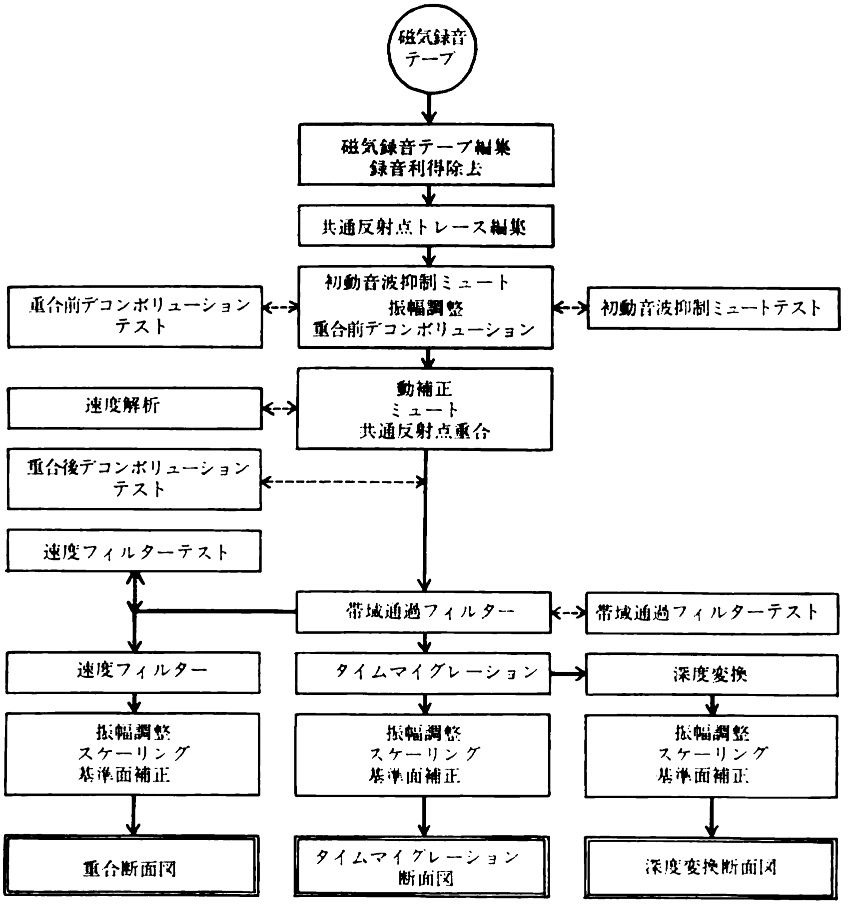
収録したデータは，第３図に示す処理フローチャートに従って電子計算機処理を行い，音波探査断面図を作成した。音波探査断面図には３種類あるが，その中では深度変換断面図が最終的なものである。一連のデータ処理の中で重要な処理の概略は次のとおりである。



第1図　マルチチャンネル反射法音波探査の測線
星印は深層ボーリングの位置



第2図　音波探査の海上作業略図



第3図　探査データの処理手順

〔デコンボリューション〕 音波探査データに特有の多重反射記録を除去するために逆フィルターをかける処理であり，東京湾のように浅海域のデータには極めて有効なものである。

〔共通反射点重合〕 同一の反射点から得られた記録を重ね合わせることにより，信号をより強調する処理であり，受信点を多数設けるマルチチャンネル反射法の最も重要な処理である。この処理により，比較的小さなエネルギーの音源を使用しても探査深度が増大する。

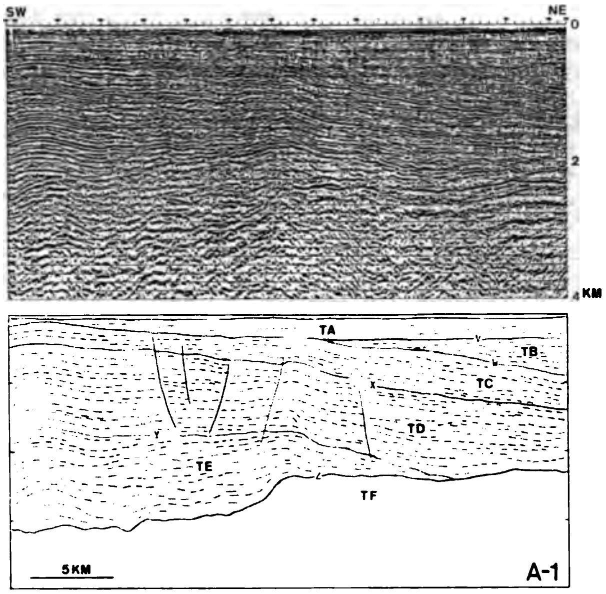
〔速度解析〕 地層中の音波の伝播速度は均一でなく，共通反射点重合を行うために必要な地層内の音波伝播速度の分布を求める処理である。

〔タイムマイグレーション〕 音波の伝播特性により生ずる地層のみかけの傾斜を正しい位置にもどすとともに，散乱による双曲線記録を除去する処理である。起伏の激しい海域で有効である。

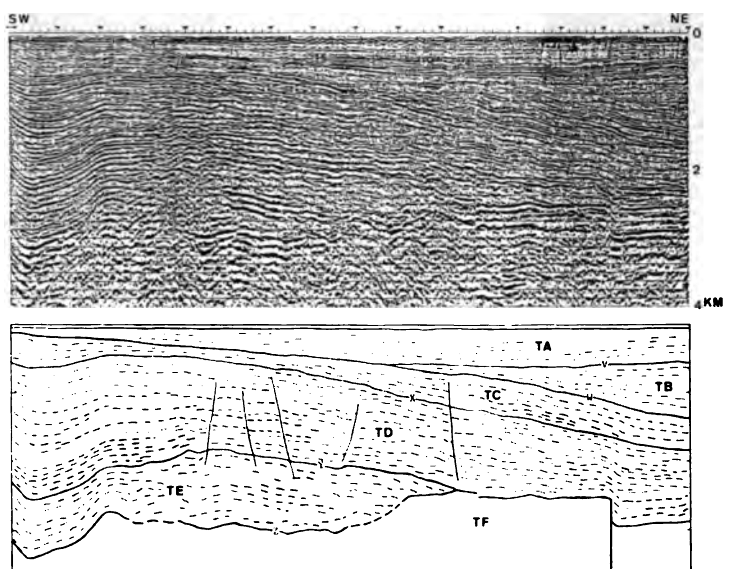
〔深度変換〕 音波探査断面図の縦軸は，一般に音波の往復時間で描かれるが，速度解析により求めた地層内の音波伝播速度により縦軸を時間から深度（メートル表示）に変換する処理である。

2) 音波探査断面とその解釈

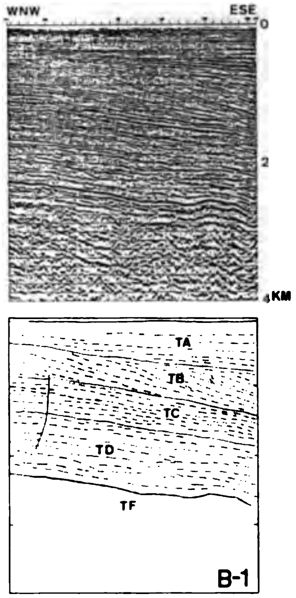
作成された音波探査断面図（深度変換断面図）とその解釈図を第4～9図に示した。調査前は，第四紀層の基底の存在する深度約1500m までの記録が得られると予想していたが，断面図からわかるように，予



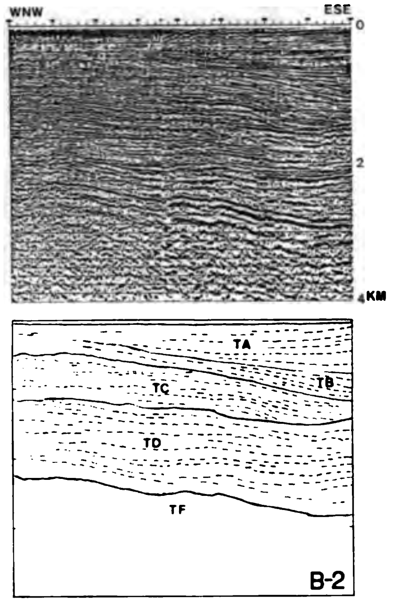
第４図　A-1測線の深度変換断面図（上）とその解釈図（下）
縦横比は４倍（第９図まで同じ）



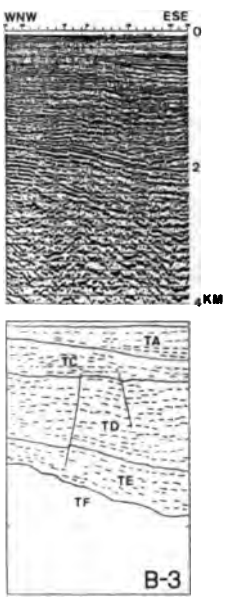
第５図　A-2測線の深度変換断面図（上）とその解釈図（下）



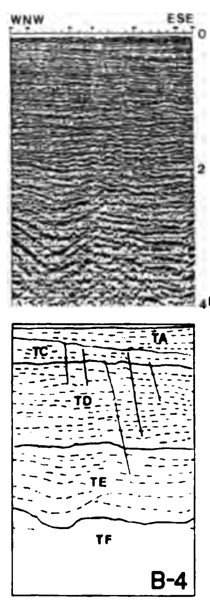
第6図　B-1測線の深度変換断面図（上）とその解釈図（下）



第7図　B-2測線の深度変換断面図（上）とその解釈図（下）



第8図　B-3測線の深度変換断面図(上)とその解釈図(下)



第9図　B-4測線の深度変換断面図(上)とその解釈図(下)

想をはるかに上廻わる深度3000m以上に達する明瞭な記録が描き出された。

音波探査断面図上で，不整合や上下の地層の音響的層相が著しく異る境界又は顕著な反射面を追跡し，これによって地層区分を行った。追跡した境界や反射面は5つで，上位からV～Z層準とし，地層は6層に区分し，上位からTA～TFとした。各地層及び層準の特徴は次のとおりである。

(1) TA層，V層準

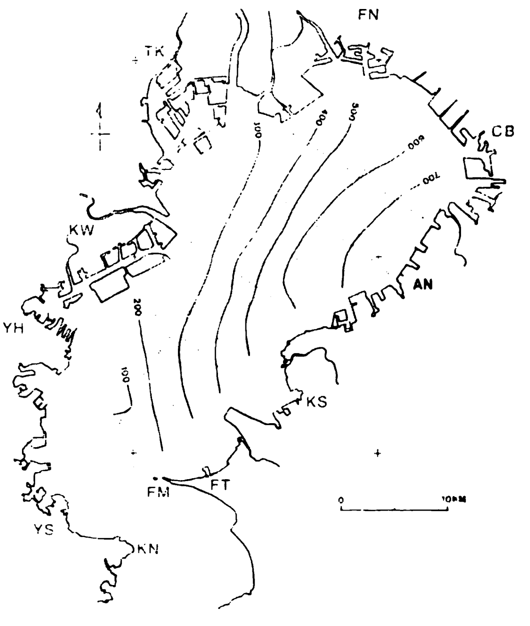
最上位の水平な音響的層理の認められる地層がTA層で，その基底がV層準である。V層準はB-3測線以南で下位のTB層を欠きTCも浸食する不整合面となっている。TA層内の音響的層相は，水平方向に変化が大きく，細部構造を読みとるのは難かしい。V層準の等深度線図（第10図）をみると，横浜本牧沖で100m以浅と浅く，千葉県五井・姉崎沖で700m以深と深くなり，湾中央部においてV層準は東南東に傾斜している。TA層の層厚分布は，調査区域が水深30m以浅の浅海域であることから，第10図をそのままTA層の層厚分布図とみなすことができる。

(2) TB層，W層準

A-1測線やA-2測線の北東側に認められる地層がTB層で，その基底がW層準である。TB層は音響的層理の連続が比較的悪く，その傾きが，TB層をはさむV，W層準の傾きより大きいことが特徴である。TB層は，B-3測線以北のみに分布し，千葉市稲毛付近に向かって厚くなっている（第11図）。

(3) TC層，X層準

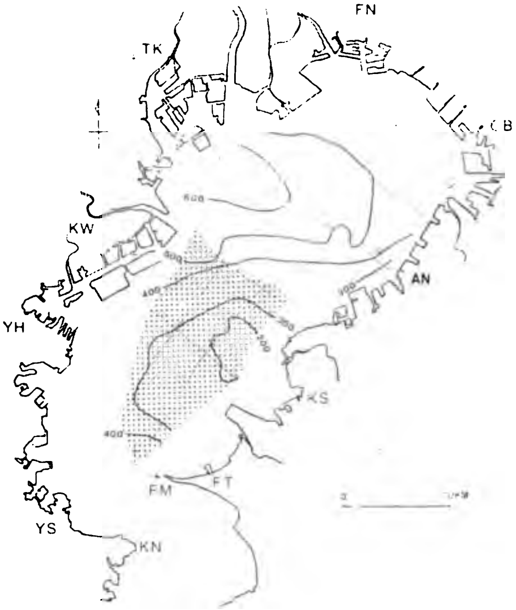
TC層は，平行な音響的層理がよく発達している。X層準はA-2測線の北東部でみられるように層理の連続がやや悪い下位層（TD層）との境界である。第12図の等層厚線図をみると，TC層は調査区域全体に分布し，層厚変化は小さいが，その中では東京港沖が最も厚い。第12図に網で示す南部でのTC層は不整合により上部が削剥されているので，堆積時にはこれより厚かったと考えられる。



第10図　V測線の等深度線図（TA層の等層厚線図）
等深線の間隔は100m（第14図まで同じ）



第11図　TB層の等層厚線図



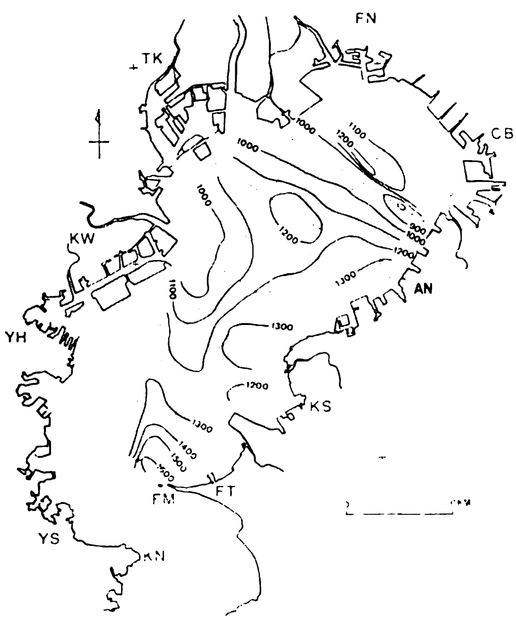
第12図　TC 層の等層厚線図
網の部分は，上部が削剥されていると考えられる区域を示す

(4) TD 層，Y層準

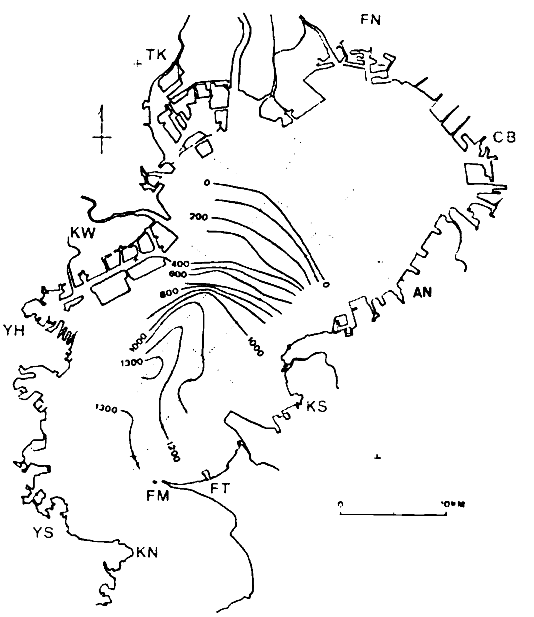
TD 層の音響的層相は全般的には平行層理がよく発達し，TC 層と類似している。しかし，詳細にみると，TC 層の層理は非常にち密であるが，TD 層では間隔の広い粗な層理となっている。TD 層とその下位の TE 層は音響的層相が著しく異る。この境界がY層準である。TD 層は全域にかなりの厚さで分布している。その層厚分布（第13図）をみると，最大層厚部は，船橋沖，木更津沖～姉崎沖及び富津岬沖に分化している。船橋沖で厚いのは，後述の東京湾北部断層（加藤 1984）の影響である。この断層は北落ちで，A-2 測線（第5図）において，Z層準上に堆積する TD 層が断層の北側で厚くなっている様子がわかる。

(5) TE 層，TF 層，Z層準

今回の音波探査断面図で最も強い反射面としてあらわれたのがZ層準で，これより下には，地層の境界と認められる反射面はない。A-1，A-2 測線の南西部にのみ認められる Z層準とY層準の間の地層が TE 層で，Z層準以下の層理の不明な地層が TF 層である。音響的層理



第13図　TD 層の等層厚線図



第14図　TE 層の等層厚線図

の連続の悪い TE 層は，A-2測線以南にのみ分布し，南に向かって急激に厚さを増している（第14図)。TE 層は，Z層準に対しアバットして堆積している。

3) 地層の対比

音波探査断面図は，海底下の地層や構造を音波を介在して目に見えるようにするものであり，得られた断面から直接，地層の堆積時代を推定することはできない。断面図にあらわれた地層の時代を推定するには，隣接する陸上地質から類推する方法，採泥により得られた底質を手がかりにする方法が一般的である。

東京湾は，前述のように関東構造盆地の一角を占めており，周辺には，新しい第四紀層が分布している。このため，地層の堆積時代の推定に最も有効と考えられるのは，深層ボーリングのデータである。測線上に，あるいはすぐそばに深いボーリングデータがあれば，容易に時代推定が可能であるが，実際には，周辺陸域にいくつか存在するにすぎない。ここでは，第1図に星印で示した位置のボーリングの柱状図を参考に，地層区分した各層を房総及び三浦半島に露出する地層に，南関東の地層対比表（松田 1980）を基準として対比してみた。その結果は第1表に示すとおりである。

すなわち，TA 層は，相模・下総層群及び上総層群最上部に，TB・TC 層は上総層群に，TD 層は三浦層群に，TE 層は葉山・保田層群に，そして，TF 層は先新第三系基盤岩類に対比されると考えられる。ただし，TF 層上面のZ層準以外の各層準がそれぞれ各層群の境界と正確に一致しているとは断定できない。この地層の対比過程については，加藤（1984）で詳述した。

IV. 考察—東京湾の地質構造と周辺陸域との対応—

1) 先新第三系基盤の形状

先新第三系基盤の上面と考えられるZ層準は，B-2測線以北では極めて顕著な反射面で連続もよく，そ

第1表 地層対比表

三浦半島	房総半島	東京湾 層準	東京湾 地層(最大層厚)	時代
相模層群	下総層群		TA (750) m	第四紀
		- V -		
上総層群			TB (750)	
		- W -		
			TC (650)	鮮新世
		? X -		
三浦層群			TD (1600)	中新世
		? Y -		
葉山層群	保田層群		TE (1300)	
		- Z -		
	嶺岡層群		TF	先新第三紀

三浦半島及び房総半島は松田（1980）による。

の深さ及び形状が明らかとなった（加藤（1984）の第18図）。

東京湾におけるＺ層準の形状の特徴は，①多摩川河口沖で2200m 以浅と浅く，東，南に向かい順次深くなること，②湾奥部で東京湾北部断層による420m のくいちがいがあること，③この断層によるくいちがい以外は，湾北部では比較的平滑で南東に傾いていること，④横浜港と姉崎を結ぶ東西方向に南に傾く傾斜急変帯があること，⑤横浜一姉崎帯以南は2900～3100m の深度にあり，最南端の富津岬沖で3400m を越えること，があげられる。

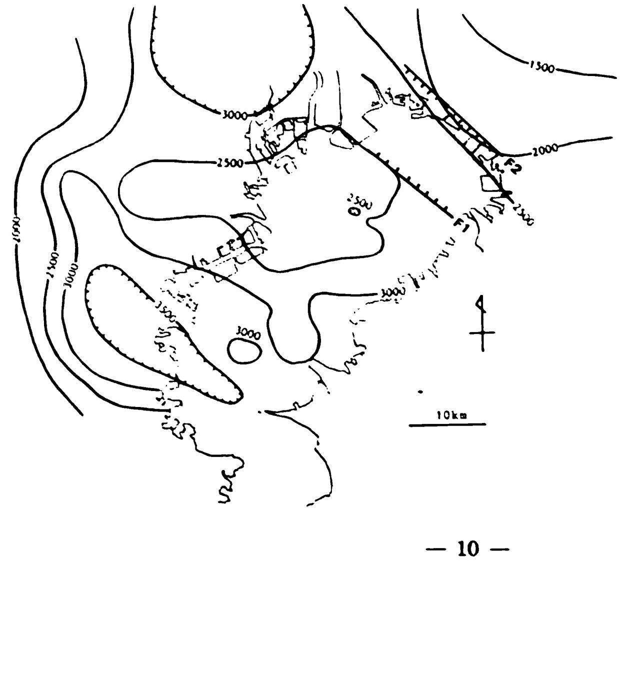
この中で基盤の形状として注目されるのは，次項でのべる②と④である。④の横浜一姉崎帯は傾斜の急変帯というだけでなく，その北側と南側のＺ層準反射面に大きな違いがある。すなわち，その北側のＺ層準は非常に強い反射面として記録され，上下の地層の音響インピーダンスの違いが大きく，その性質に大きな違いがあることが考えられる。これに対して，横浜一姉崎帯以南では，反射面は急に不明瞭となる。これは，深度の増大に伴う音波の減衰の影響も考えられるが，TF 層の性質が，横浜一姉崎帯を境に大きく異っていると推定される。

一方，関東南部の先新第三系基盤の形状については，東京以北の関東平野（石井 1962，矢島 1981など）のように詳細に検討されたものはすくない。垣見（1976）は，重力異常をもとに東京西部から東京湾を横切って木更津に至る地域に４km を越す深まりを予想し，衣笠（1980）は，弾性波探査資料等により，川崎から木更津にのびる深まりは３km 以深と推定した。また，多田（1982）は，首都圏基盤研究グループによる夢の島を爆破点とする爆破実験成果等をもとに，Ｐ波速度5.0―5.5km/s の基盤の等深度線図を描いた。多田（1982）の図は，千葉市以南を除く，東京湾を囲む陸域において，これまでになく詳細に描かれている。

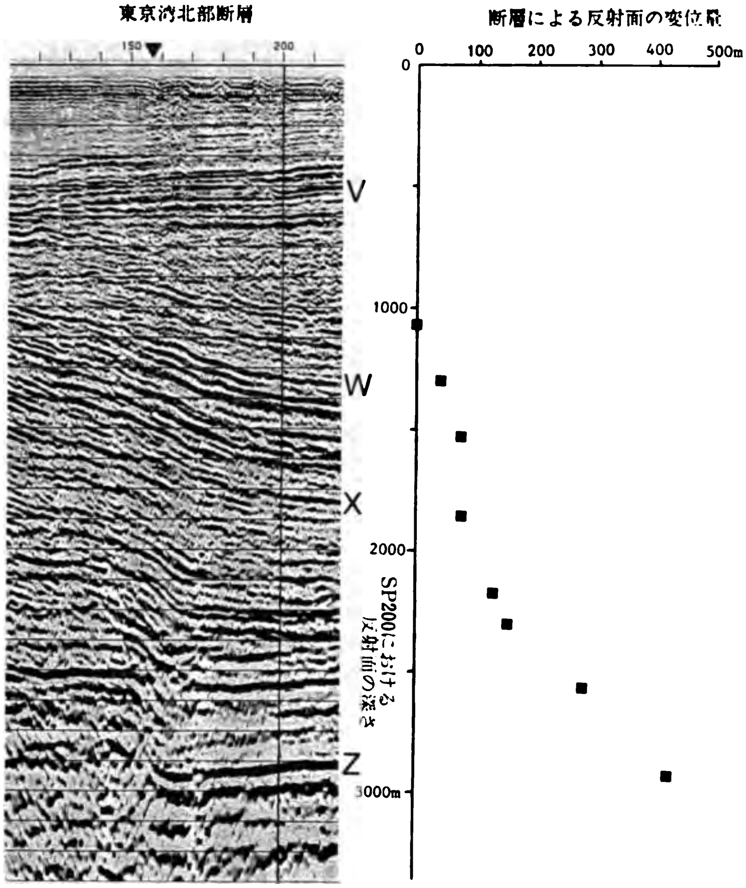
Ｚ層準の等深度線図と多田の図とをつき合わせたものが第15図であるが，両図の等深度線は無理なく接続させることができる。すなわち，横浜南部にある3500m 以深の深まりは，Ｚ層準の富津岬付近の深まりに接続し，横浜一姉崎の傾斜急変帯は，東京西部から鶴見付近にまわりこむ地震探査で認められた断層（多田（1983）は鶴見川断層と呼んだ）に接続しそうである。また，多摩川河口沖の浅部は，多摩川に沿って西部にのびる浅部につながりそうである。

2）東京湾北部断層

Ａ-２測線の北東端から5150m の地点に，Ｚ層準を420m 変位させている断層―東京湾北部断層―が認められた。北東側の落ちる断層で，他の隣接する測線にはこの断層に続くような構造が認められないことか



第15図 先新第三系基盤の等深度線図（単位m）
Ｚ層準の等深度線図と多田（1982）の基盤深度から編集。F1 は東京湾北部断層，F2 は檜井ほか（1977）の断層の位置。



第16図　東京湾北部断層による反射面の変位量

ら，走向はN50～55° Wと考えられる（第15図のF1）。この断層は，付近で比較的平滑なZ層準を鋭く変位させている。断面図上では断層面はほぼ垂直で，正断層か逆断層かの判断はつかない。

東京湾北部断層は，Z層準反射面にのるTD層にも変位・変形をもたらしている。Z層準直上のTD層最下部は反射面が切れているが，これより上位では反射面が階段状にたわみ，撓曲構造を呈している。断層の影響であるこの撓曲構造は，上位の反射面ほど変形度は小さくなっている。

第16図は，東京湾北部断層の活動期を推定するために作成した図であり，縦軸に断層の北東側の反射面の深さをとり，横軸に断層両側に対応のつく反射面の変位量をとったものである。かりに断層の北東側のTD層以後の堆積速度及び現在までの断層の変位速度が一定であると仮定すれば，現在の海底面と交わる直線上にならぶはずである。しかし，第16図をみると変位量はTD層内で急速に減衰し，TC層内では減少せず，その後，TB層内の反射面で0となっている。このことは，東京湾北部断層の活動が，TD層堆積期とTB層堆積初期にかけて減衰したことを意味している。前述の地層対比によれば，中新世に，あるいはそれ以前も含めておもに活動し，鮮新世に弱まり，更新世以後はほとんど動いていないということになる。

この付近の基盤断層については，楡井ほか（1977）が指摘した船橋から千葉の海岸沿いに走る南西落ち，落差300m以上の断層（第15図のF2）がある。この断層と東京湾北部断層とは約15kmの幅でほぼ平行

し，地溝を形成していると考えることができる。石井（1962）が指摘した関東平野中央部から千葉市南方に続く第三紀沈降帯や，多田（1983）がほぼ同じ位置に認めた沈降軸は，この両断層にはさまれた地溝に一致している。

東京湾北部断層の北西方向の陸域への接続を考えてみると，矢島（1981）の千住—藤岡構造線に続きそうである。地震探査による断面図（多田　1982）にはこの断層に続く構造はあらわれていない。これは，断層の推定される浦安付近が爆破点である夢の島にあまりに近く，観測点が設けられていないためと考えられる。一方，千葉側への接続を推定する資料は，石井（1962）の反射法による谷田部—久留里断面図のみであり，この図からは，東京湾北部断層のほぼ延長上の五井付近では基盤が識別されず，上位の反射面にも顕著な撓曲構造は認められない。従って，千葉側への接続は不明である。

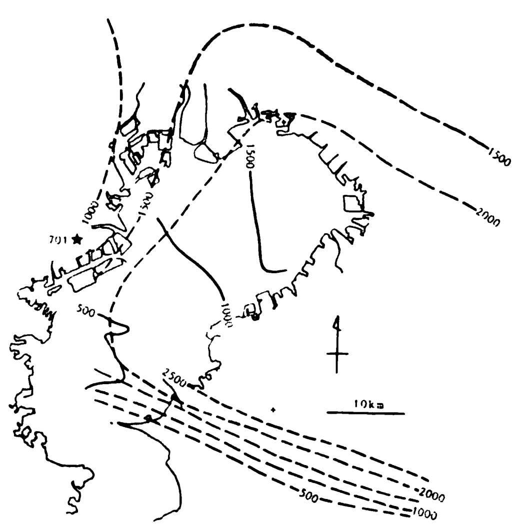
3）各層準の等深度線図と陸域との対応

ここでは，1）で議論したZ層準以外について陸域との対応を試みる。

（1）X層準と黒滝不整合

上総層群基底の黒滝不整合は房総半島において顕著であるが，東京湾ではどういう形態であるか不明となっている（房総団体研究グループ 1964）。黒滝不整合に対比されそうな位置はX層準付近と考えられる。断面図上には，X層準を含めこの付近に不整合らしきものは認められない。従って，上総層群の基底は東京湾下では不整合の形態をなしていないと考えられる。

黒滝不整合の等深度線図が楡井（1982）及び国土庁（1982）の自然環境条件図に描かれており，この図とX層準とを比較したのが第17図である。この図をみると，東京湾における深さは著しく異っている。X層準は，大きいところで1500m も浅くなっている。このちがいは，①上総層群の基底がX層準に対応せず，もっと深いところにあるか，あるいは②楡井（1982）及び国土庁（1982）の推定が深く見積りすぎたためと考えられる。Kawai（1965）の図でもほぼ同じことがいえる。①については，その可能性が十分考え得る（加藤　1984）が1000m 以上も違うことは考えにくい。②については，川崎 GS 観測井（第17図の星印）の上総層群基底の深さ（福田ほか 1976）と楡井（1982）及び国土庁（1982）の等深線とがちがっている。また，今回の資料ではX層準付近の地層は千葉付近を最深部として北東に傾いているが，その点楡井及び国土庁の図と異なる。このように，上総層群基底の等深度線図を東京湾を含めて描くには，更に検討を要すると考えられる。



第17図　黒滝不整合の深度分布（破線，国土庁 1982）とX層準の深度分布（実線）の比較（単位m）
星印は川崎 GS 観測井の位置，横の数字はこの観測井における上総層群基底の深さ（m）。

（2）W層準と第四紀の基底

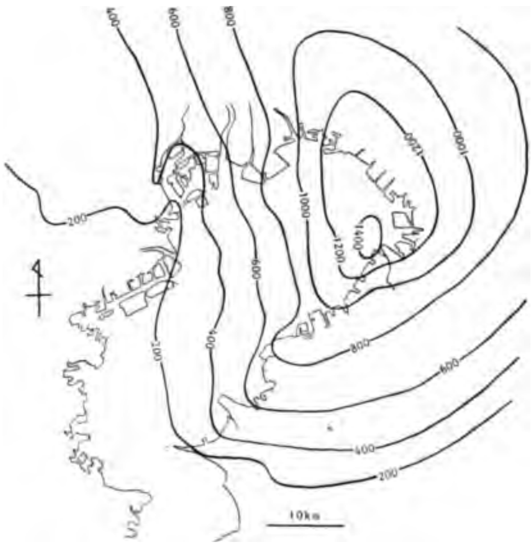
上総層群は鮮新世から更新世にかけての地層で，この中に第三紀と第四紀の境界がある。この境界は，中部の梅ケ瀬層あるいは下部の黄和田層のなかに位置するとみられている。垣見ほか（1973）は梅ケ瀬中部を第四紀基底とし，関東平野の等深度線図を描いている。

上総層群の中程に対比されたW層準の深度は，この図とうまく連続する。海域をW層準，陸域を垣見ほか（1973）の第四紀基底として描いたのが第18図である。この図から，垣見

(1976) の指摘した東京湾南部から鹿島灘へ抜ける沈降軸は，富津から千葉に至る海岸線に位置していることがわかる。

(3) V層準と東京湾不整合

V層準は TA 層の基底であり，上総層群の最上部付近に対比される。V層準は，湾の南部で顕著な不整合であることやその深さから楡井ほか (1975) が指摘した東京湾不整合にあたる可能性がある。そこで，東京湾不整合の等深度線図（国土庁 1982）とV層準の等深度線図をつなげてみた（第19図)。この図から，千葉から木更津に続く向斜軸は，第18図に認められる向斜軸とほぼ一致するが，木更津から南では，南に向かい内陸に続いている点が異る。

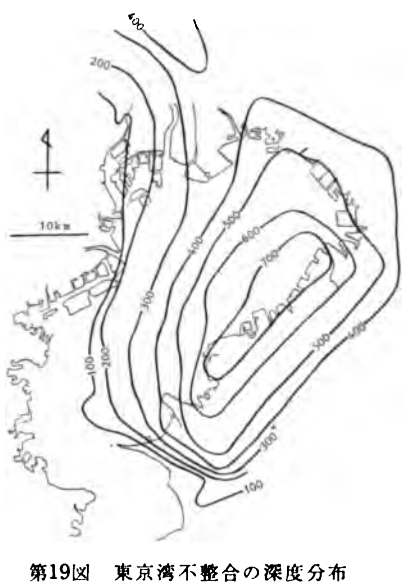


第18図 第四紀基底の深度分布
等深線の間隔は 200m。海域はW層準の深度，陸域は垣見ほか (1973) により編集。

V. おわりに

東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査の概要と，これをもとにして，東京湾下の地質構造について若干の考察を試みた。この調査結果は，これまで空白域であった東京湾について，重要なデータを提供したものと考えられる。このデータは，更に陸域と総合的な検討を加えることにより，南関東地域の地質構造の解明に貢献することが期待される。最後に，まとめにかえて，東京湾の地質構造の発達過程についてふれる。

中新世前期には，湾の南部で南に傾斜した先新第三系基盤表面にアバットして TE 層が堆積した。TE 層を堆積した海は，南から北へ順次広がり，東京と袖ケ浦を結ぶ線まで達した。この間，湾北部は陸域であり，先新第三紀の TF 層が浸食を受けて平坦化していた。



第19図 東京湾不整合の深度分布
等深線の間隔は 100m。海域はV層準の深度，陸域は国土庁 (1982) により編集。

湾は，恐らく一旦陸化した後，中新世後期には全域が海域となり，TD 層が堆積した。この頃，東京湾北部断層の活動が顕著で，その変位によって生じた地溝や沈降が継続していた南部富津岬付近などでは TD 層は特に厚く堆積した。

鮮新世にはいり，TD 層の上にひき続き TC 層が堆積した。富津岬付近の沈降は終息し，また，東京湾北部断層の活動も衰え，湾内にほぼ平均的に TC 層が堆積した。

第四紀には一転して千葉付近が沈降の中心となり，第四紀前期には，多摩川一袖ケ浦線より北東側に海が退き，TB 層が堆積した。湾南部は陸化し，TC 層が削剥を受けた。TB 層は東ないし北東に向けて前置層状に堆積していった。

第四紀中期には，再び全域が海となり，TA 層が堆積した。沈降の中心は千葉付近から五井～姉崎付近に移動した。

参考文献

房総団体研究グループ (1964)：黒滝不整合の削剝量とその意義．地質雑，**70**，88-99.

福田 理・垣見俊弘・河内英幸・高木慎一郎・田中信一 (1976)：川崎地区水位・水質観測井について～その1抗井編①～．地質ニュース，**259**，1-14.

石井基裕 (1962)：関東平野の基盤．石油技協誌，**27**，615-640.

垣見俊弘 (1976)：首都圏の地震と活構造 (続)．地質ニュース，**258**，8-13.

——・衣笠善博・木村政昭 (1973)：後期新生代地質構造図「東京」，50万分の1．地質調査所．

加藤 茂 (1984)：東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査．水路部研究報告，**19**．(印刷中)

——・佐藤任弘・桜井 操 (1983)：南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査．水路部研究報告，**18**，1-23.

KAWAI, K. (1965)： Natural gas geology of the southern Kantō region, Japan. *Contribution from the government of Japan to Economic Commission for Asia and the Far East Third Petroleum Symposium*, 1-18.

衣笠善博 (1980)：関東平野の平野部における先新第三系基盤の深度分布図．地震予知連絡会地域部会報告2,「首都及びその周辺の地震予知」, 68.

国土庁 (1982)：自然環境条件図 (千葉県)，15万分の1．土地保全図12，国土庁土地局．

松田時彦 (1980)：新生代後期の地層群．岩波講座地球科学15,「日本の地質」，143-194.

茂木昭夫 (1981)：浅海域における弾性波による手法の研究．「平野部における活断層探査手法および活断層の活動度に関する総合研究報告書」，科学技術庁研究調整局，50-77.

桧井 久 (1982)：Fore-arc Basin としての関東構造盆地とリビーム地震帯．島弧変動・地団研専報，**24**，79-95.

——・樋口茂夫・原 雄・古野邦雄 (1975)：東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について．地質雑，**81**，559-565.

——・——・——・——・矢田恒晴・石井 晧・赤桐毅一 (1977)：東京湾の形成に関する一考察と地盤沈下．地質学会84年学術大会講演要旨，278.

桜井 操・茂木昭夫 (1980)：駿河トラフ (舟状海盆) のマルチチャンネル反射法音波探査．水路部研究報告，**15**，1-21.

——・——・中条純輔・宮崎光旗 (1981)：常盤沖のマルチチャンネル反射法音波探査．水路部研究報告，**16**，1-24.

多田 堯 (1982)：関東平野の基盤と重力異常 (1)—基盤深度図—．地震II，**35**，607-617.

—— (1983)：関東平野の基盤と重力異常(2)——活断層の地球物理学的研究—．地震II，**36**，359-372.

矢島敏彦 (1981)：関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造．地質学論集，**20**，187-206.

(1984年1月27日受理)

地学雑誌 93-3 (1984)

自動車工業の国際化と国際的工業配置体系

宮 川 泰 夫*

Internationalization of the Japanese Automobile Industry and International Industrial System of the Japanese Automobile Industry in the World

Yasuo MIYAKAWA

Abstract

In the number of production of automobiles, Japan topped all the rest in 1980, followed by the United States, West Germany, France, the U.S.S.R., the United Kingdom and Italy. The remarkable development of the Japanese automobile industry in the world led by the three notable companies, Toyota, Nissan and Honda receive peculiar attention as they decided to establish their overseas productive companies in the United States and Europe. There is a cooperative company established by Toyota and G.M. in 1984 at the site of Fremont factory of G.M. in California, the United States. It can be said this is a symbol of the new stage of international collaboration for survival of automobile companies.

Japan has been producing almost all sorts of automobiles in the own country with careful consideration to the advantage of the economy of scale since the foundation of automobile industry, while leading companies in the United States, G.M., Ford and Chrysler intended to get about a half of their production not in the United States but in foreign countries to preserve their international market. With the economy of scale and the excellent control of its quality, in such a keen competition of the international market, Japan has gradually begun to get a strong power for exports. In 1981, Japan exported 54% of its production all over the country, especially the amount of 44.6% came to the United States in the total exports as against 6.0% of West Germany and 5.1% of Canada. As for the imports, Japan must find itself in a difficult situation, shown the numbers of imports from West Germany and the United States. In fact, as contrasted, we recognize that the United States is the most important importer in the international market, which exported only 8.8% of its total production in 1981. So far as West Germany concerned, we should think much of its character that is the secondary influential importer and also exporter in the international market.

With ragrad to the number of exports, G.M. and Ford in Canada and Opel (G.M.) and Ford in West Germany have exported more automobiles than those of G.M. and Ford in the United States respectively. Japan has not yet such sort of multinational company. At present, Toyota and Nissan tried to develop their overseas productive companies in other advanced countries such as the United States and the United Kingdom, where Honda had

* 愛知教育大学地理学教室 Dept. Geography, Aichi University of Education

already their productive abilities.

In this paper, the author demonstrates the factors for internationalization of the Japanese automobile industry and for evolution of the international system through the five stages of its developments, paying due regards to the policies of multinational companies and of each national government.

In the first stage (-1954), the internationalization of the Japanese automobile industry was promoted by the Army and the Ministry of Commerce and Industry, when Manchuria was constructed in China; in 1932, the seven leading companies in Japan led by Nissan came to Mukuden and established an automobile company there to get support of the Manchurian government and the South Manchurian Railway company. In a short time we know they ended in failure; the Japanese government put the higher import-tariff on automobiles to result in the closure of two multinational companies, G.M. and Ford in Japan in 1939. After World War II, the General Headquarters and the Special Procurement of the occupied force began to stimulate the Japanese automobile industry to the further internationalization.

In 1955, the Ministry of International Trade and Industry promoted a plan to import the more advanced foreign technologies from Europe, where the United States big three companies had reorganized their industrial systems. Simultaneously, the Ministry became to investigate a plan to try to develop domestic popular automobiles for its population. These policies succeeded in the construction of base for massproduction and mass sales and brought to the second stage of the development of the Japanese automobile industry (1955-1964). In 1960, Japan became so powerful among the leading countries in the world that it should have surpassed Australia in the number of production. Considering the advantage of these situations, Japanese automobile companies decided to set their overseas knock-down factories not only in the Asian countries but also in Mexico and Brazil, where a lot of Japanese had already imigrated and even in South Africa, where the European and American companies could not establish their superior status in the domestic market.

In response to the remarkable growth of the Japanese automobile industry, the aforementioned big three multinational companies, G.M., Ford and Chrysler urged Japan to promote the liberalization of imports for the passenger's car in 1965, after they have completely reorganized their industrial systems in Europe. It largely helped the accelerative reorganization of the Japanese automobile industry that means the formation of Toyota group with Hino and Daihatsu, Nissan group with Fuji and Aichi, Chrysler-Mitsubishi group, G.M.-Isuzu group and Ford-Toyokogyo group. The formation of oligopolitic industrial structure set to work on a rationalization in production and sales systems and the excellent method of retaining the excellent quality in the third stage of development (1965-74). Indeed, Toyota Corolla and Nissan Sunny are the most popular cars which are required more all over the World, as companies expected them to be world-famous. At last, in 1967, Japan surpassed West Germany in the number of production of automobiles and in 1974 became the secondary largest country in the exports of automobiles, when West Germany had fallen into the recession caused by the Oil Crisis in 1973.

The government of the United States promulgated the Energy Policy and Conservation

Act in 1975: consequently, the world attentions were focused on small automobiles. As might have been expected, Japan ansewered the expectation of world market and exported its automobiles, largely thanks to knohows and technologies which had been acquired by its experiences in the past. As a result, Japan has increased its ratio of exports to the total production from 38.6% (1975) to 54.0% (1980). The fourth stage of development (1975-79) shows us that Japan became tht center of exports of automobiles in the international market and on the most irrepacebale cores on the international industrial system of automobile industry. Gradually Japan developed its overeseas productive systems all over the world on this system. Especially, in Australia, the Japanese companies such as Toyota, Nissan and Mitsubishi developed largely its production since 1976, when the Australian government must have been obliged to declare its severe domestic productive policy.

In 1980, Japan reached at the top of the world in the number of production of automobiles in the own country, expelling the supreme in rank, although the United States is still the largest country in the number of total productions which included the domestic and overseas one. However, the delay in multinationalization of the Japanese international system of the automobile industry needs to promote its urgent multinationalization under the strong pressures from the United States and European countries in spite of shortage of knowhow for internationalization in the five stage (1980-). Consequently, it is urged to bring its overseas productive systems with the experimental knowledge and knowhow for internationalization not only in the underdeveloping countries but also in the advanced countries such as the United States and the United Kingdom.

I. はじめに

わが国の自動車生産台数は，1980年に11,042,844台とアメリカの8,009,841台を抜いて世界第1位に達した。こうした両国の発展を主導したトヨタ自動車（以下トヨタ）と General Motors (以下 G.M.) の両社は，アメリカカリフォルニア州フリーモントに合弁企業を設立することを発表している。自動車工業の国際化は，1900年代初期に量産・量販体制が確立されて以来今日まで着実に進展してきたが，その国際的工業配置体系に言及した研究は少ない。その多くは多国籍企業の海外戦略の展開形態として研究されてきた[1]。量産・量販体制の技術伝播と寡占構造の形成は，無論，自動車工業の国際化を解明してゆく一つの鍵である[2]。地理学においては，これに加えてそれが同様な場所に導入されても地域の性格とも関連して，異なった発展経路を持ち，自動車工業の配置体系に異なった作用を及ぼすことも明らかにしておく必要がある[3]。日本の自動車工業は，1907年，首都東京に東京自動車製作所が創設され，1918年の軍用自動車補助法によってその萌芽が育てられた。そして1923年の関東大震災後の東京市による Ford Motors (以下 Ford) からのバス購入を呼び水とした1924年の横浜ドック倉庫への Ford の進出，1926年の大阪東洋綿花倉庫への G.M. の進出でその基盤を確立した。これら外資系メーカーの生産を抑制し，その量産・量販の技術を活用して，日産自動車（以下日産）とトヨタの両社を育成したのが，1936年の自動車製造事業法である。多国籍企業の行動と政府の産業政策の関連は，日本に限らず，開発途上国における自動車工業の定着において最も重要な鍵を握っている[4]。こうした関連は，無論，動態的に且つ地域的に分析してゆかなければならない[5]。とくに，自動車産業の成熟段階では，その存続形態に政府の産業政策が深く関与してきておりその解明なくして，自動車工業の国際的工業配置体系の究明は困難になってきた[6]。これは，国内では，日産の九州苅田工場やいすず自動車（以下いすず）の北海道苫小牧工場の配置，海外では，日産のアメリカテネシー州スマーナでの生産や本田技研工業（以下本田）のアメリカオハイオ州メアリーズビルでの発展

の解明においても充分留意すべき点である[7]。日産は，1978年に既にアメリカペンシルバニア州ウエストモーランドに進出していたドイツの Volks Wagen (以下 V.W.) と提携し，そのライセンス生産を1983年から座間工場で行ない，イギリスのオックスフォードで British Leyland (以下 B.L.) と提携してライセンス生産を行っている本田もその共同開発車の日本での生産を計画している。このように，自動車工業の国際的工業配置体系の究明には，単に企業の地理学的な視点だけではなく，見えざる交錯結合関係にも留意した総合的な見方が必要となってきた[8]。本論では，上述してきた視点に配慮しつつ，日本の自動車工業の国際的配置体系をとらえ，その国際化の段階毎に作用した内・外の要因を明らかにしてみたい。

II. 国際的展開形態と自動車の生産配置

世界における1981年の自動車生産台数は，乗用車 (73.8%) とトラックを合わせて 37,219,000 台に及ぶ。このうち，約30.7%は日本 (30.1%) を中心としたアジアで生産され，これに西欧 (30.1%) がつづき，アメリカ (21.3%) を中心とした北アメリカ (24.8%) は，1000万台を下廻る生産規模にとどまる。この3地域外では，東ヨーロッパ (9.0%) がソ連 (6.0%) を中心に，ブラジル (2.1%)・メキシコ (1.6%) を中心とした中南米 (4.1%) の2倍強の生産をあげ，自動車生産の一つの中心になってきているのが注目される。このほかでは，南アフリカ (1.2%) とオーストラリア (1.0%) に小規模な生産力の配置がみられるにすぎない。

アジアでは，日本のほか，インドと韓国が，辛うじて年間10万台を越す生産規模を有するだけであるが，北アメリカではカナダが百万台 (3.4%) を，南アメリカではブラジルとメキシコが50万台を越える規模をもって既に世界の自動車生産の一つの要となっている。そして，南アメリカのアルゼンチンですら韓国・インドを上廻る生産規模をもつ。ヨーロッパは，両地域に比べると，卓越した生産国はなく，西ドイツ (10.5%)，フランス (8.1%)，イタリア (3.9%)，イギリス (3.2%) とソ連が主要生産国を形成し，スペイン (2.6%) とスウェーデン (0.8%) が副次中心となり，ベルギー，東ドイツ，チェコスロバキア，ポーランド，ルーマニア，ユーゴスラビアが年産10万台以上を生産する。

自動車生産台数は，乗用車市場の拡大によって増大してきたが，トラック・バスは，自動車生産国では，その発達の基礎をなしているものであって，その割合はその発展段階と主導企業の業態に応じて地域的に異なっている。日本は，その割合が37.6%と高いが，韓国 (48.3%) やインド (71.7%) ほどではない。日本に比べアメリカは21.2%と低い。この両翼をなすカナダ (38.7%) とメキシコ (40.4%) は日本に比べれば高く，開発途上国的特性が多少みられるが，多国籍企業が古くから根を降ろしているだけに他の国とは異なる。ヨーロッパは，西ドイツ (8.1%)，イタリア (12.3%)，フランス (13.4%)，イギリス (19.3%) とも低く，スウェーデンですら17.6%で，新興国のスペインに至ってはその割合が6.6%にすぎない。東ヨーロッパは無論高く，ソ連では39.4%に達する。

こうした生産国の中でヨーロッパの流通中心地のベルギー (646,056台) とオランダ (11,296台) では組立も行っており，イギリス (751台) も1980年の組立台数は68,378台に及んでいた。ヨーロッパでは，こうした生産と組立の両方を行う国々のほか，ポルトガル (118,815台) を筆頭にエール，フィンランド，ギリシャなどで組立のみが行われている。ベルギーに次ぐ自動車の年間組立台数を誇るのは，インドネシア (207,800台) である。台湾，フィリピン，マレーシアがこれに次ぎ，タイでも90,000台とエール (35,655台) よりは高い。中南米は，ベネズエラ (154,471台) を除くとコロンビア・チリ・ペルーとも年間4万台以下で，組立生産の中心をなす東南アジアとはその配置形態が異なる。アフリカも中南米と同様でナイジェリア (118,941台) 以外は年間組立台数3万台以下に止まる。

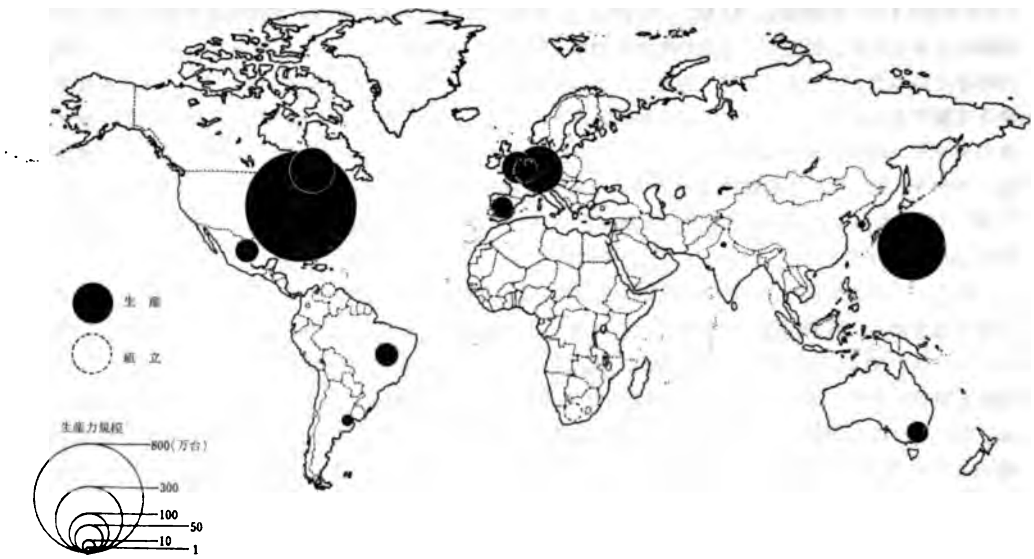
日本は，今日，こうした世界の生産の約3割を自国で集中的に生産し，規模の利益をえているが，欧米に比べて企業の多国籍化は遅れ，その海外生産の割合は少ない。日本が，直接・間接生産拠点を築いたと言えるのは，オーストラリアだけで，豪州三菱 (12.2%)，豪州日産 (9.8%)，Australia Motors Industry

（トヨタ系9.1%）が展開し，G.M.（33.2%）と Ford（28.2%）もいすず，東洋工業の車の生産に主力を移動してきている。韓国も三菱系の現代自動車（52.7%）と東洋工業系の起亜産業（27.0%）が展開し，1980年以降のアジア・オセアニア地域での日本企業の急激な多国籍化を裏付けはするが，まだ直接その生産を支配するには至っていない。古くから日本人が移民し，第2次世界大戦後の経済交流の多い南アメリカのメキシコには日産（12.1%）が，ブラジルにはトヨタ（0.5%）がその工場を展開している。メキシコは，カナダ（94.1%）と同様にアメリカのビックスリー（49.2%）の支配力が強く，日産は西ドイツの V.W.（23.2%）と比べるとその地位は低い。ブラジルも V.W.（39.1%）が第1位のシェアーを誇り，Mercedes Benz（6.2%），Fiat（16.1%）を加えたヨーロッパが G.M.（19.9%），Ford（16.1%）を上廻り，南アメリカに共通の生産形態を典型的に示す（第1図）。ヨーロッパでは，日産（2.0%）がスペインに生産拠点を持ち，技術提携・共同開発生産を通して，日産がイタリアのアルファロメオ（14.0%）と本田がイギリスの B.L.（41.9%）と深い関係を有する。しかし，イタリアでは国営の Fiat（84.1%）が圧倒的地位を誇り，イギリスでは Ford（36.1%）と G.M. 系の Vauxhall（10.0%）がその地位をゆるがしている。西ドイツにも Ford（12.4%）と G.M. 系の Opel（20.6%）があるが，その生産は日産と日本で提携関係にある V.W.（39.6%）と Daimler Benz（16.2%）が主導してきた。フランスは，イギリス，西ドイツに比べ外資系の生産割合は低く，民族系の Renault（50.5%）と Peugeot（49.2%）が圧倒的地位を占め，その隣国スペインをも生産基地（47%）化している。アメリカは，フランスほどではないが，G.M.（58.2%），Ford（24.4%），Chrysler（10.7%）といった民族系の生産が圧倒的で，Renault 系の American Motors（2.6%）と V.W.（2.6%）を合わせても全体の5%にも満たず，日本の本田（乗用車）と日産（小型トラック）は，ようやく生産を始めたにすぎない。

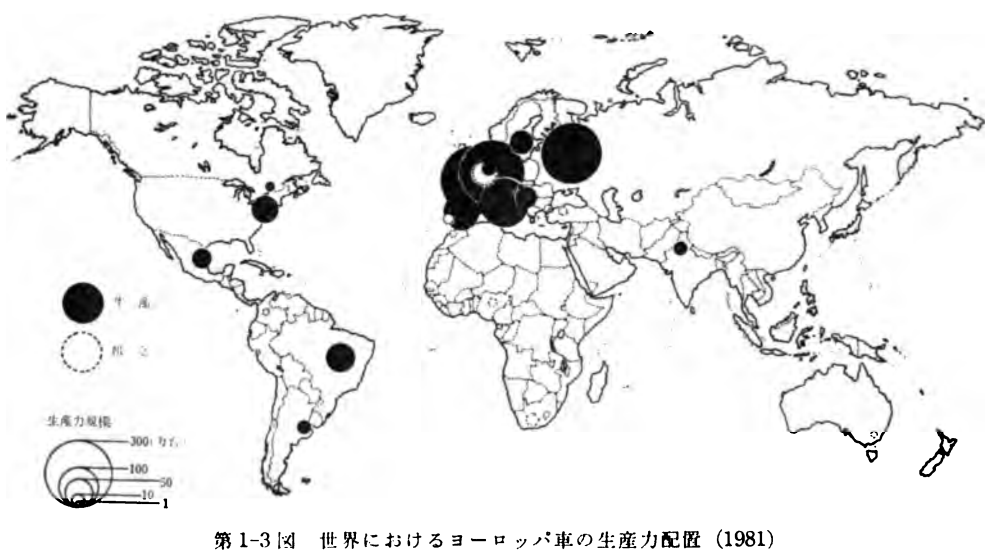
これに対して，アメリカのビッグスリーの日本での提携先の生産は，28.8%とトヨタグループ（33.6%）には及ばないまでも，日産グループ（27.7%）を若干上廻り，本田（9.0%）よりは Ford 系の東洋工業（10.5%），Chrysler のパートナーの三菱自動車（9.0%）の地位が高い。アメリカ車の海外での生産台数は，この日本を除いても4,471,283台と日本車の海外生産台数（301,567台）をはるかに上廻り，内・外の合計生産台数はまだアメリカ（12,407,314台）が日本（11,481,528台）を上廻っている。このことは，



第1-1図　世界における日本車の生産力配置（1981）
（日本自動車工業会資料より作成）



第1-2図　世界におけるアメリカ車の生産力配置 (1981)
(日本自動車工業会資料より作成)



第1-3図　世界におけるヨーロッパ車の生産力配置 (1981)
(日本自動車工業会資料より作成)

自動車工業の国際的展開形態を分析する上で充分留意しなければならない。

日本車の海外での生産台数は，西ドイツ (954,092台) やフランス (865,261台) に比べて，その半分以下である。しかし，K.D. セットの生産台数では西ドイツ (1,063,599台) には及ばないが，日本 (556,176台) は，フランス (426,039台) よりは多い。しかし，組立台数の最も多いベルギーにはその拠点を日本は有しておらず，縁辺のポルトガルで Renault (23.5%) には及ばないが，トヨタ (10.1%)・日産 (11.5%) が，G.M. (11.6%)・Ford (11.1%) とほぼ肩を並べている。会社別組立台数に関する資料がえられる国は限

られているが，南アメリカ最大の組立生産国ベネズエラでは，G.M.（44.7%），Ford（28.9%）が，日本（7.5%）やヨーロッパ（5.0%）を上廻り，アジアの組立中心のマレーシアではこれと逆に日本車の組立（78.8%）が圧倒的に多く，アメリカ（8.5%）やヨーロッパ（7.7%）に対して優位に立つ。こうした地域的差異はアフリカでもうかがわれ，資料のあるモロッコでは Renault（46.9%），Fiat（20.4%），Pugeot（9.7%），のヨーロッパ勢が優位で，G.M.（2.2%），Ford（1.3%）の地位は低く，日本は生産拠点を持たない。

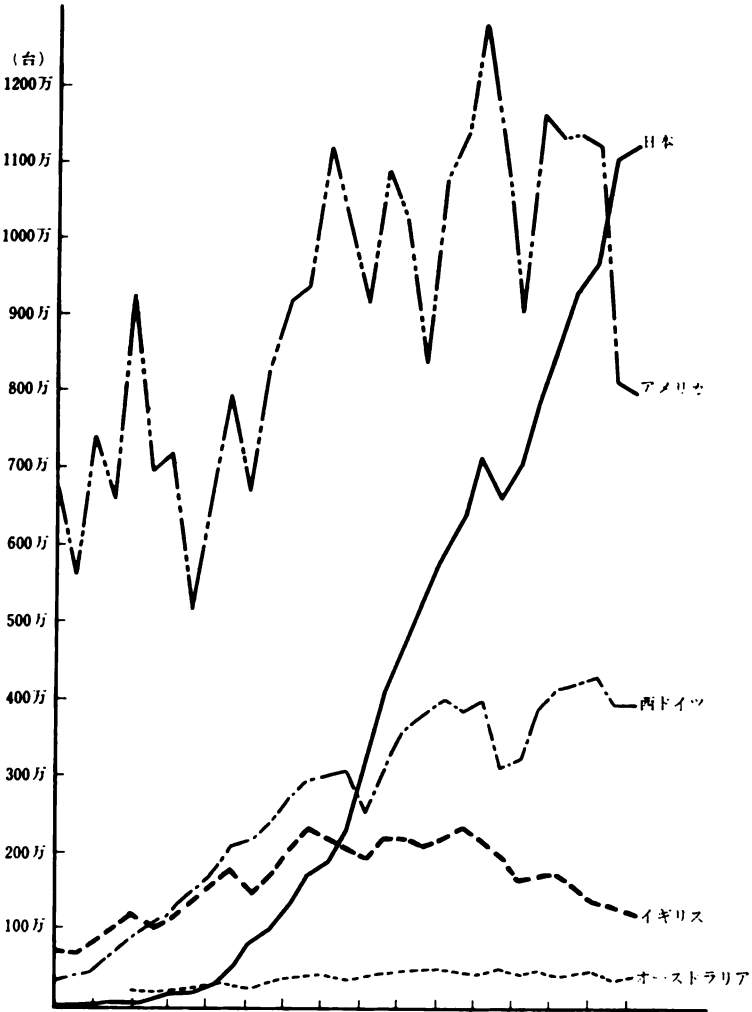
III. 自動車生産の発展と国際的展開過程

日本は，朝鮮動乱によってその復興の兆しがみえた30年前の1951年は，38,490台とスウェーデンをようやく上廻る程度の生産国にすぎなかった。その規模は，同じ敗戦国であったイタリアの5分の1，西ドイツの10分の1で，両国を上廻るカナダ（415,420台／年）には，遙るかに及ばなかった。このカナダの生産規模を日本が上廻ったのは，それから10年後の1960年である。量産・量販体制を確立させた日本の自動車工業は，翌1961年にはソ連・イタリアを，1964年にはフランスをその生産台数で上廻り，第2次大戦後20年で世界の一大中心となった。1965年には完成乗用車の輸入自由化という一大試練を乗り越えて，日本の自動車生産台数は，1966年にイギリスを，1967年に西ドイツをおさえ，1980年には遂にアメリカをも抜いて世界第1位となっている（第2図）。

こうした急激な日本の成長は，トラック生産を基礎とした乗用車の量産化の進展による。すなわち，日本が乗用車生産台数でカナダを凌駕するのは1966年であるが，その当時の生産台数は877,656台とイギリスのそれの半分にも満たなかった。しかし，この3年後には，日本の乗用車生産台数がイギリスを抜き，フランス，イタリアをも上廻り，1971年には西ドイツをも上廻り，1980年にはアメリカを越えて，日本が世界第一位の乗用車生産台数を誇った。

日米両国の地位の転換は，1973年の所謂石油危機を直接的契機としている。これ以降1981年まで一貫して総生産台数を増加せしめている国は，ソ連と日本だけである。アメリカ，イギリス，カナダ，イタリアの4か国は，1973年以降それを上廻る乗用車生産は行っておらず，フランスは1979年のみが，西ドイツは1977年から1979年の3か年間のみがそれを上廻っていたにすぎない。これに対して，日本は，ソ連，スペイン，ブラジルと同様に1980年まで一貫して乗用車生産を拡大してきている。一方アメリカは，1973年の生産台数が国内生産台数としては最高で，1981年の生産規模は，ほぼ1960年当時のものである。西ドイツは，1979年に生産台数の最高を示しはしたが，1981年の生産規模は，1971年には到達しており，ここ10年間の生産規模の変化は少ない。イギリスは，この10年間の自動車工業の衰退の最も著しい国で1972年に生産台数のピークをみてはいるものの，その生産台数は1964年にはほぼ達成されており，1981年の規模は，1957年当時のものと変りがない。

日英の象徴的な地位の交代は，オーストラリアにおいてもみられる。オーストラリアは，トヨタの乗用車専門工場が建設された1959年までは，日本を上廻る生産台数を誇り，乗用車生産では翌60年までアジア・オセアニア第1位の生産規模を有していた。そして，石油危機の1973年まではイギリスの Leyland Australia がアメリカのビッグスリーに次ぐ地位を有してはいたが，1974年には，トヨタ系の Australia Motors Industry に抜かれている。これは，1976年に Chrysler Australia を上廻る生産を示し，G.M., Ford に次ぐ地位を固めた。この年には，国産化率達成を条件にトヨタに次いで日産も本格的に進出している。1980年には遂に三菱が Chrysler を買収し，オーストラリアを日本の生産基地化していった。三菱の資本面での韓国現代自動車との提携は1981年である。これによって現代自動車は国策に沿った乗用車の独占企業としての地位を確立し，G.M. Korea を片隅に押しやってしまった。この20年前の1961年に日産はメキシコに進出してはいるが，1973年当時は，当時第1位の V.W. の3分の1の生産規模で24,635台と G.M.（37,170台）を下廻っていた。それが，1977年に日産は G.M. を抜き，1981年には V.W.（138,390台），



第２図　主要国の自動車生産推移
（日本自動車工業会資料より作成）

Chrysler (116,074台), Ford (111,695台) に次ぎ72,132台の生産規模を有するに至った。

上述した日本の自動車工業の最近10年間の急激な発展は、組立部門の展開過程にも現われている。例えばマレーシアでは，1977年当時トヨタ (17,160台) が既に最多組立台数を誇ってはいたが，第２位は Ford (10,317台)であった。Ford と日産の地位の入れ替えは1978年に，三菱と Ford との地位の交代は1979年に生じており，1980年に入ると日産 (29,375台)，トヨタ (22,691台)，三菱 (9,602台) に比べ Ford は3,859台と1977年当時の半分以下の生産規模に落ちている。このような状況は，トヨタがその組立拠点をもつ南

アメリカのベネズエラでも同様であるが，その地域差は著しく，Ford の凋落はそれほどではない。すなわち，1977年当時 Ford は61,665台の組立規模をもち，G.M.，Chrysler に次ぐトヨタは7,172台にすぎなかった。それが，1981年に G.M. (69,053台)，Ford (44,761台)，トヨタ (11,658台) の順となったとは言え，両社の間にはまだ年間３万台の組立台数の差がある。このように，日本の自動車工業の最近の発展は著しいが，その国際的展開はようやく緒についた段階と言えよう。

IV．国際的配置体系と国際企業の配置体制

世界における自動車工業の配置は，その物的流動である輸出入活動と情報技術交流に深くかかわった国際企業の工場配置体制とによって体系付けられる。1981年現在で輸出台数が最も多いのは，日本(6,048,477台) である。これに西ドイツ，フランス，カナダ，ベルギーの順でつづき，アメリカは第６位 (717,166台) にとどまる。

しかし，日本の輸出台数が西ドイツを抜いて世界第１位となったのは，1974年と今から10年前にすぎない。1970年当時，日本の輸出台数はフランスより少なく，カナダをも下廻っていた。1969年には，イギリスが，1967年にはアメリカ・イタリアが，そして1966年まではベルギーすら日本よりは輸出台数が多かった。1965年は，日本が乗用車の輸入自由化にふみきった年である。その当時の日本の輸出台数は194,168台と今日の僅か3.2%の規模にすぎなかった。

日本が乗用車輸出で米国を上廻ったのは，1968年である。1970年にイギリス，ベルギー，イタリアを，1971年にカナダを，1974年に西ドイツを，1975年にフランスを抜いて，日本は乗用車輸出においても世界第１位の自動車輸出国となり，自動車工業の国際的配置体系の一つの要となった。

そこで，いま，1976年と1981年の乗用車輸出を示標として，その主要仕向地から自動車工業の国際的配置体系の変動をとらえてみよう。日本からの輸出台数が今日最も多いのはアメリカで日本の総輸出台数の44.6%を占める。1976年の輸出比率も41.4%と高かったが，このアメリカの５年間の増加寄与率は50.5%と約半数に及び，アメリカが日本の自動車工業の国際化に大きな影響を与えてきたことがわかる。西ドイツは，6.0%とアメリカに次ぐ日本にとっての輸出市場となっており，その増加寄与率は12.9%と高い。1976年当時ヨーロッパ最大の輸出市場はイギリス (4.6%) にあったが，その増加寄与率は2.3%と低く，自動車輸出を通しての日本の自動車工業の国際化は西ドイツによって進められたと言えよう。この両国の中間に位するのがカナダ (5.1%) で，その増加寄与率は6.2%となっている。世界第５位の日本車の輸入国はオーストラリア (3.4%) であるが，その輸入量は1976年当時の8.1%に比べて７万台近い減少をみせており，日本とオーストラリアの自動車工業の配置体系の変化をうかがわせる。これと同じく，日本車輸入の減少傾向が顕著で且つその減少量が１万台を越すのは，フランス・デンマークとメキシコ・韓国・南アフリカの５ケ国である (第１表)。

南アフリカは，この５年間に総輸入台数を増加させているのに比べ，メキシコ・韓国，オーストラリアは国産化政策をとって国内自動車工業の発展を促し，日本車の輸入量を減少させただけでなく総輸入台数も減少させた。これらと対照的にフランスはイタリア，ベルギー，スペインからの輸入台数を増加させたことで日本との関連は薄れたがヨーロッパの自動車工業にとっては重要な要となった。このフランスは，アメリカへの輸出台数をここ５年間で増加させた点でそれを減少させた西ドイツ，イギリス，イタリアとは異なる。

日本も欧米先進国と同様に輸入量を増加させてはいるものの1981年の総輸入台数は33,366台と西ドイツの総輸入台数の3.4%，アメリカのそれの0.9%にすぎない。しかも，日本の輸入車の75.0%は西ドイツ製でこれにアメリカ製 (17.1%) を加えると全体の92.0%をこれら２ケ国で占め，他の欧米先進国のような海外工場からの完成車の逆輸入もみられない。

アメリカの G.M.，Ford の２大メーカーの輸出台数はそれぞれ342,169台，164,004台と日本のトヨタ

第1表 1981年・1976年 主要国別仕向地別乗用車輸出台数変化

仕向地＼生産国		日本		アメリカ		西ドイツ		フランス		イギリス	
		1981	1976	1981	1976	1981	1976	1981	1976	1981	1976
仕向国	日本	—	—	4,201	13,762	18,448	22,223	545	165	125	600
	アメリカ	1,761,403	1,050,685	—	—	241,991	344,126	46,578	21,177	14,862	79,975
	西ドイツ	235,243	53,707	3,648	6,385	—	—	183,928	260,782	11,087	14,003
	フランス	43,547	72,124	820	971	272,543	213,304	—	—	27,667	12,505
	イギリス	148,583	116,514	969	635	274,046	152,528	118,633	134,873	—	—
	イタリア	604	1,939	294	134	274,171	168,764	314,596	255,195	69,363	5,909
	カナダ	199,951	111,381	471,416	573,470	19,940	32,889	9,789	10,715	806	13,564
	小計	2,389,331	1,406,350	481,348	595,357	1,101,139	933,834	674,097	682,907	123,910	126,556
仕向地域	ヨーロッパ	955,583	638,406	12,554	24,060	1,541,938	1,320,456	1,038,254	1,247,612	145,367	186,902
	アメリカ	2,165,720	1,265,465	498,876	584,920	279,916	394,174	143,390	84,988	22,646	106,132
	アジア	458,177	279,765	33,733	69,884	56,413	61,323	45,543	42,815	85,666	97,276
	オセアニア	220,079	242,733	160	157	7,924	18,323	6,077	9,448	8,665	62,450
	(旧豪州)	(134,701)	205,588	(108)	104	6,295	16,972	2,627	6,315	2,103	29,255
	アフリカ	139,642	112,476	2,586	1,185	62,627	42,058	148,673	101,480	37,399	43,036
輸出台数		3,946,542	2,538,919	548,381	680,458	1,947,479	1,836,882	1,393,602	1,503,799	300,623	495,796
生産台数		6,974,131	5,027,792	6,253,138	8,497,893	3,577,807	3,546,900	2,611,864	2,979,559	954,650	1,333,449
輸出比率		56.6%	50.5%	8.8%	8.0%	54.4%	51.7%	53.3%	50.4%	31.4%	37.2%

注：仕向地域には仕向国を含む。

出典：主要国自動車統計 日本自動車工業会

(1,716,486台）や日産（1,436,995台）に比べて遙るかに少ない。しかし，カナダの G.M.（547,847台），Ford（264,156台）や西ドイツの Opel（441,793台），ドイツ Ford（315,081台）はアメリカの G.M. や Ford より輸出台数は多い。スペインの Ford（1,943,431台）やイギリス Ford（126,453台）もアメリカの Ford を上廻る勢いの輸出台数を有し，両社が多国籍企業として確立し，自動車工業の国際的配置体系を錯綜したものにしている。すなわち，両社は，生産台数の 多さと輸出量の大きさから世界の自動車生産の配置体系にかかわるトヨタ・日産のような単なる国際企業とは性格が異なる。

G.M. の海外生産拠点は，カナダと西ドイツが中心に位し，ブラジル・オーストラリア・イギリスがその次に位置し，生産ではメキシコ，組立ではベルギーが加わり，その生産台数は合計で約206万台に達する。これに日本のいすず自動車の生産台数を加えると250万台に及び，アメリカ G.M. の生産台数の約半分を海外で生産していることとなる。Ford もカナダ，西ドイツ，イギリスを拠点にヨーロッパではベルギーとスペイン，南アフリカでは メキシコ，ブラジル，アルゼンチンに，そしてアジア・オセアニアではオーストラリアに生産工場を有し，その合計は219万台と G.M. を上廻る海外生産規模を有している。これに，日本の東洋工業の生産台数を加えると，Ford の海外生産量は340万台とアメリカ Ford の生産台数(194万台）を大きく上廻る。

Ford は1903年に，G.M. は1908年に会社を創業し，日本の大阪陸軍工廠で国産トラック1号が生産され，東京で乗用車メーカーの快進社が設立された1911年には，Ford はカナダ（1904年）につづいてイギリスに進出し既に多国籍企業への第1歩を踏み出している。その後，Ford はフランス（1916年），ブラジル(1920年），南アフリカ（1924年），日本（1924年），オーストラリア（1925年）と工場を建設した。1925年には Ford はドイツ Ford を現地資本と合弁で創設し，1929年にはイギリス Ford の近代工場をダーゲナムに建設し，1931年には早くもヨーロッパ仕様車の生産を開始している。G.M. も Ford を追って，カナダ(1918年)，イギリス（1925年)，南アフリカ（1926年）日本（1927年)，インド（1928年)，ドイツ（1929年)，オーストラリア（1937年）と工場を展開させている。このように，両社とも日産（1933年)，トヨタ（1937年）の創業以前に既に国際企業として成長し，多国籍化を遂げていた。そして両社の国際的配置体制 の形成が，日本での自動車製造事業法の公布（1936年）やドイツでのヒットラー産業政策による 実用本位の省資源車 V.W. の完成（1931年）に象徴される各国の自動車国産化政策をよびおこしていった。

第2次大戦後は，G.M., Ford とも海外生産を拡充し，開発途上国へ組立工場を展開させる一方，海外の主力工場を中心に下位のサブシステムを形成していった。例えば，ドイツ Ford は，1962年にベルギーに進出し，1968年には西ドイツのメルヒンリッヒに技術設計センターを完成した。この年にイギリス Ford は韓国の現代自動車と組立契約に調印している。そして，こうした Ford の海外工場は，ヨーロッパでは，Ford of Europe で，アジアでは Australia Ford で統括され広域的戦略が立てられた。G.M. も Ford と類似した行動をとり，1967年にはドイツ Opel の工場としてベルギーに G.M. アントワープが設立され，1968年にはフランスの自動変速機組立工場が，イギリスの リトリングトン実験場が設けられている。1972年には韓国で新進自動車との合弁で G.M. Korea を設立し，新進と提携していたトヨタに代って韓国の自動車発展を支え，アジア進出を本格的に進めている。1974年にはロンドンに G.M. 欧州諮問委員会を設け，Ford と同様に広域的戦略の樹立を開始した。

G.M.，Ford に比べ Chrysler の生産規模は849,741台と1981年では三菱（1,094,793台）を下廻っている。それでもカナダ，メキシコでの生産台数（428,597台）を加えると三菱のそれを上廻る。これは，1978年に Pugeot に譲ったスペインや1980年に三菱に譲渡したオーストラリアのほぼ2倍の生産規模で，1904年以来培ってきた多国籍企業としてのノウハウは多く，トヨタ・日産といった国際的企業とは異なる。

フランスの Pugeot は，1974年に Citroen を合併し，1978年に Chrysler の Talbot 部門を受けついでいるが，イギリス・スペインの海外拠点での生産台数（292,431台）は本国の生産規模の20%にも満たない。American Motors と提携した Renault は，国内生産規模の42.7%を海外に有し，多国籍企業への道

を歩んでいる。Renault は，アメリカ，カナダ，メキシコを一体化した北米戦略で1985年の生産規模を20万台体制とし，フランス，スペイン，ポルトガルではイベリア戦略で広域的生産体制の確立を目差しつつある。ドイツの V.W. は，Renault（1898年）に比べると歴史は浅いが第2次大戦後の海外進出は1953年のブラジル V.W. を皮切りに，海外工場を展開した。1978年にはアメリカでも生産を開始しており，その海外生産台数は687,874台と国内での生産台数の55.8%に達し，V.W. は多国籍企業としての地位を確立している。

G.M. は，1970年にいすずと，1981年に軽自動車のトップメーカー鈴木自動車と，1983年にはトヨタと提携してその国際戦略を再建した。Ford も，1976年のトラック生産委託，1979年の資本提携で東洋工業を新しいパートナーとして，日本を中心としたアジア・オセアニア戦略をたて，さらにアメリカでの自動車生産の再建にも活用しようとしつつある。

イギリスの B.L. は，海外生産から撤退し，本田との提携でその生産の回復を図っている。ドイツの V.W. は，オーストラリアの工場を日産に譲り，その座間工場で日産と共同生産を行なうなどアジア・オセアニアの生産からは撤退したものの，アメリカ，ブラジル，メキシコ，南アフリカに生産工場を残し，ベルギーに組立工場を有して，欧米での生産体制を堅持している。

日本は，別稿（宮川 1982）で述べた複雑な交錯結合関係の発達したヨーロッパとは異なり，アメリカでは工場建設による進出を，ヨーロッパでは本田と B.L.，トヨタと Lotus，日産と Alfa Romeo との提携生産を，そしてオーストラリアを頂点としたアジア・オセアニアでは生産・組立基地形成を進めつつある。

V. 日本企業の国際化と海外工場の配置

日本の自動車工業の国際化は，1925年の白揚社による上海への小型乗用車輸出に始まる。この白揚社はその2年後，量産体制を確立した日本 Ford によって廃業に追いこまれた。1932年の自動車関税率の大幅引上げと満州国の創設は，幼児期の日本の自動車工業の国際化を推し進めていった。満州国は，1934年に自らも出資して南満州鉄道と日本の主要メーカー7社との合弁で奉天に同和自動車工業を設立した。1937年に日本産業が満州国の国策に沿って日本から移住し，自動車・航空機の製造に従事すると同和自動車工業もこの傘下に置かれ日産車の組立工場となった。この結果，トヨタは，豊田紡織廠（1921年設立）以来の進出基盤をもった中国に展開し，1938年に天津・上海の両工場を建設している。両者の空間分割は，輸出でも認められ，日産は満州・タイ・ビルマ，トヨタは中国本土と南洋諸島，ヂーゼル工業（現いすず）が朝鮮を主要市場とした。

第2次大戦後，米軍の軍用車修理から復活した日本の自動車工業は，G.H.Q. によって乗用車生産統制が撤廃され，1ドル360円の単一為替レートが設定されると，その国際化の動きを琉球（現沖縄）向けトラックの輸出から始めた。1951年に日米安全保障条約が結ばれ，対日援助見返り資金の融資でトヨタ・日産・いすずの3社の強化が計られ，三菱とアメリカの Wills Overseas Export との技術提携によってジープ生産が行われ，初期の日本の輸出を促した四輪駆動車の生産を刺激している。

1952年には，通商産業省によって，「乗用自動車関係の提携及び組立契約に関する取扱い方針」が決定され，日産とイギリスの Austin，いすずとイギリスの Roots，日野とフランスの Renault と産業政策に敏感な首都東京のメーカーとアメリカのビッグスリーの進出におされていたヨーロッパのメーカーとの技術提携によって日本の自動車工業の技術格差は一挙に埋められていった。日本車の輸出も，1949年の G.H.Q. による海外代理店設置許可，1950年の朝鮮動乱以来の特需によってその糸口が与えられた。その輸出は，G.H.Q. 経済局の指導と斡旋によって地縁的に近い東南アジアと日系移民が多く血縁的に近いブラジルに向けてなされたが，その輸出台数は，1952年ではまだ896台と1000台に満たなかった。日本車の輸出は，国際収支の赤字改善を計った1953年からの政府の一連の輸出振興策と輸出会議の設置によって拍車が

かけられた。

上述したように第一段階（～1954年）は，日本の自動車工業の国際化が国策的に計られ，地縁的・血縁的近接性とG.H.Q.などの政策でその国際的配置体系の素地が造られていった。第2段階（1955～64）は，通商産業省の外国乗用車国産化方針と国民車構想といった強力な国産化政策であけた。この段階は内にあっては，生産体制の合理化と値下げ競争をともなった量産・量販体制の確立が目立ち，外ではアメリカの需要増大による日本車の輸出増と開発途上国の自動車国産化政策による組立工場の建設が進んだ。アメリカの自動車輸入台数は，1956年の110,659台から1959年には689,833台と急増したものの，1956年のV.W.の生産計画放棄にみられるように外国資本の国内生産をよびおこすほどではなかった。

V.W.（1954年）につづいて，トヨタは1957年に，日産は1960年にアメリカのロサンゼルスに販売会社を設立して，小型車輸出を本格的に進めた。アメリカのビッグスリーは，これに対抗して，コンパクトカーを開発し，一時はトヨタの乗用車輸出を中止させるまでに追いこみ，日本車の高速走行性の悪さを実証していった。この時期トヨタの対米輸出を支えたのは前述した四輪駆動のランドクルザーである。

トヨタは，このランドクルザーを主力商品として，1956年にはブラジルの自動車国産化法令に呼応して海外企画室を設け，1958年にサンパウロにトヨタ・ド・ブラジルを創設した。日産は，ブラジル（1955年623,741台）に匹敵する保有台数をもつメキシコ（488,281台）に焦点をあて，日系移民の多さとアメリカへの近さを一つの条件に，1960年のメキシコ政府による自動車輸入禁止・国産化方針の宣言にあわせてその組立工場を建設した。

ノックダウン方式による海外進出は，1960年代に入り国内での量産・量販規模の利益が確立すると一段と加速された。日産は，タイ（1962年），フィリピン（1961年），南アフリカ（1961年）で，トヨタもタイ（1962年），フィリピン（1962年），南アフリカ（1962年）に加えてオーストラリア（1963年）に組立工場を配置した。ここでも日産は南アフリカ（1963年8,328台），トヨタはオーストラリア（1963年4,339台）と主要組立市場を分割している。この両社に刺激され，東洋工業も韓国（1961年），フィリピン（1961年），南アフリカ（1962年）で現地組立を開始した。

第3段階（1965～74年）は，乗用車の輸入自由化から始まった。これは日産・プリンスの合併，日産と富士重工業・愛知機械工業の提携による日産グループの形成やトヨタと日野・ダイハツの提携によるトヨタグループの形成をまずもたらした。この寡占体制の強化は，三菱とChrysler，G.M.といすず，Fordと東洋工業といったビッグスリーと日本メーカーの提携による新たな日本自動車工業の国際化をもたらした。

企業間の激しい競争は，より一層日本の自動車工業の量産・量販体制の確立をもたらしただけでなく，輸出市場への進出を促した。国内でトヨタに圧倒されていった日産は，アメリカに次ぐ，カナダ・西ドイツ・オーストラリアでの車両・部品販売・修理会社の設立を進め，日本自動車工業の国際的配置体系形成の先導者となっている。日産の海外出資会社は，統計18社中7社がこの段階で設立され，タイ，マレーシア，ペルーには組立工場を設けた。この3社を含む日産車の海外での組立を行っている24メーカー中12社と日産はその契約をこの第3段階に結んでいる。トヨタも21社の海外組立メーカー中13社とこの段階で契約を結び，海外出資会社19社中11社をこの段階で設立した。この出資会社には，タイ，インドネシア，ペルー，ニュージランド，ポルトガルの5つの組立会社が含まれている。両社の海外での活発な動向に刺激されて，東洋工業もその乗用車輸出をこの10年間で5.1%から13.0%へと増大させ，トラック中心のいすずに代って生産・輸出の両面で第3位の座を確保した。さらに東洋工業は，住友商事などと海外の販売・部品供給拠点を整備し，ポルトガルを始めとした海外の6つの組立拠点をこの第3段階に建設した。そしてこの東洋工業の急激な成長とロータリーエンジン開発で発揮された技術力が1971年の販売提携以来のFordとの関係を進展させた。

三菱は，1970年に三菱自動車工業を三菱重工業から分離し，Chryslerと提携して国際化に大きく踏み出した。三菱も第3段階でその輸出シェアーを2.0%から5.8%に伸し，Chryslerとの1971年の第2次契約で

第 2-1 表　仕向地別輸出台数

単位：台

	北米		ヨーロッパ		東南アジア		中近東		オセアニア		アフリカ		中南米	
	台数	前年比	台数	前年比	台数	前年比	台数	前年比	台数	前年比	台数	前年比	台数	前年比
昭45	495,608	147.0	126,275	143.6	149,787	92.4	26,635	117.7	97,316	113.5	111,244	118.6	79,678	116.4
46	946,951	191.1	214,786	170.1	166,171	110.9	32,602	122.4	131,852	135.5	171,425	154.1	114,997	114.3
47	1,004,813	106.1	368,025	171.3	164,905	99.2	59,631	182.9	124,535	94.5	123,420	72.0	119,572	104.0
48	913,958	91.0	404,414	109.9	219,962	133.4	76,645	128.5	182,920	146.9	146,967	119.1	122,431	102.4
49	1,137,997	124.5	388,302	96.0	291,652	132.6	137,307	179.1	292,789	160.1	214,001	145.6	155,758	127.2
50	1,003,954	88.2	528,486	136.1	290,134	99.5	241,511	175.9	251,426	85.9	217,294	101.5	143,509	92.1
51	1,498,224	149.2	706,579	133.7	353,636	121.9	393,751	163.0	333,459	132.6	237,112	109.1	185,491	129.3
52	1,854,565	123.8	760,050	107.6	469,958	132.9	437,445	111.1	295,564	88.6	261,849	110.4	272,610	147.0
53	2,029,553	109.4	745,932	98.1	545,564	116.1	409,191	93.5	319,067	108.0	315,240	120.4	234,938	86.2
54	2,146,266	105.8	956,965	128.3	396,139	72.6	389,097	95.1	232,478	72.9	233,770	74.2	206,699	88.0

注：1) 国産新車の船積実績でＫＤを含む。ただし
　　54年分はＫＤセットを除く
　　2) 国際機関および米軍向けは除く

資料：日本自工会「自動車統計年報」

第 2-2 表　仕向地別ＫＤ（ノックダウン）輸出

単位：台

	東南アジア	オセアニア	アフリカ	中南米	ヨーロッパ	中近東	その他	合計
昭45	47,136 31.5	40,683 41.8	54,838 49.3	23,830 29.9	7,591 6.0	599 2.2	1,020 —	175,697 16.2
46	68,208 41.0	49,076 37.2	93,581 54.6	35,856 31.2	15,899 7.4	995 3.1	1,000 —	264,615 14.9
47	85,903 52.1	55,596 44.6	75,406 61.1	43,222 36.1	22,162 6.0	2,934 4.9	1,000 —	286,223 14.6
48	115,263 52.4	80,620 44.1	95,898 65.3	48,535 39.6	33,102 8.2	5,963 7.8	1,880 —	381,261 18.4
49	178,217 61.1	90,085 30.8	133,548 62.4	61,995 39.8	36,072 9.3	10,572 7.7	1,620 —	512,109 19.6
50	192,878 66.5	120,129 47.8	122,820 56.5	60,840 42.4	18,576 3.5	19,557 8.1	622 —	535,422 20.0
51	233,380 66.0	162,566 48.8	112,136 47.3	74,061 39.9	25,422 3.6	23,007 5.8	577 —	631,149 17.0
52	334,600 71.2	135,726 45.9	104,850 40.0	82,604 30.0	35,370 4.7	18,940 4.3	390 —	712,480 16.4
53	415,552 76.2	165,190 51.8	146,602 46.5	83,269 35.4	30,507 4.1	18,112 4.4	116 —	859,348 18.7
54	253,563 64.0	77,188 33.2	87,698 37.5	34,533 16.7	35,726 3.7	3,682 0.9	152 —	492,242 10.8

注：1) ＫＤ比率＝ＫＤ輸出台数÷輸出台数
　　2) ＫＤとは，解体車両(Knock Down)の略称であり，海外で車両を組み立てることを前提とした車両構成部品の梱包出荷形態を総称するもので，これにはＳＫＤとＣＫＤの２形態がある

資料：日本自工会資料

ひきついだアジア・中近東，アフリカ，中南米といった開発地域にその代理店を展開している。しかし，北米での輸入権は Chrysler によって握られ，この段階で590,323台から2,199,909台と3.7倍にも増大したアメリカの小型車輸入増の恩恵は受けられなかった。その結果，これを巧みに活用した本田に輸出（1.2%→7.1%）だけでなく生産（1.3%～7.2%）でも国内第4位のメーカーの地位を明け渡さざるをえなかった（第2表）。

第4段階（1975～79）は，1975年のアメリカのエネルギー節約法で明け，各メーカーは全車輛の平均燃費を1985年まで約11.7km/l に引き下げることを義務付けられた。日本でも1960年に開始された自動車の排ガス規制が一段と強化され，1975年規制が実施され，国産車は1978年から，輸入車は1981年から世界一厳しい規制が適用された。この規制と1973年のオイルショック以降の世界的な低燃費・低公害車需要の増大が，日本車への需要を高めた。この結果アメリカの輸入車に占める日本車の割合は，1975年の9.4%から1980年には21.3%へと増大している。これは，日本車の輸出比率をこの間に38.6%から54.0%へと高める主要因ともなった。日本の自動車工業は，こうした過程のなかで，内需を基礎とした量・産量販体制による低価格・高品質車の輸出拡大策から外需を基に適正価格による生産・販売・流通の管理体制の形成を指向する方向に，その国際戦略の転換を余儀なくされていった。

トヨタのインドネシアやタイでのキャブデッキ生産工場の設立，オーストラリアでのカローラー用トランスミッションとエンジン生産工場の建設，日産のマレーシアとオーストラリアでの完成車組立工場の建設は上述した戦略転換の具体的帰結である。両社ともアジアでは多目的アジアカー生産で潜在需要を開発し，オーストラリアではその国産化計画の中枢となることを狙っていた。両社の動きは，G.M. といすず，Ford と東洋工業，Chysler と三菱，それに B.L. と本田の生産提携関係を強化していった。

日本は，1980年にアメリカを抜いて世界第1位の自動車生産国となっている。これを境に日本の自動車工業の国際化は第5段階（1980～）へと入ってゆく。この段階では，日本の自動車工業は，欧米先進国からの国際化への圧力によって，日本企業にとって最も適応力に乏しく巨額な投資を強いられる欧米での現地生産へと追いこまれつつある。この圧力は，日本車の輸出比率（54.0%）が，1980年に西ドイツ（53.7%）やフランス（50.5%）を抜いて世界第1位となったにもかかわらず，日本の自動車工業の国際化が遅れ，日本だけが量産規模の利益をえていたことに深くかかわっている。この規模の利益を守り，その輸出市場を確保しておくことは，日本企業にとってその存続のために不可避であった。

とくに，輸出市場で急成長を遂げた本田は，一早く海外生産に踏切り，1977年から二輪車生産で立地テストしていたアメリカのオハイオ工場での四輪車生産を1980年に決意し，1982年にはアコード生産を開始している。ヨーロッパでは，本田は1979年に提携したイギリスの B.L. のオックスフォードのカウリ工場でバラード生産を開始し，1983年には共同開発の上級車生産を決定した。本田の行動は，1979年のイタリア Alfa Romeo と日産の合弁会社設立を生み，1983年にはナポリ近郊のアベリーノ工場でパルサーの姉妹車生産を開始させた。日産は，1983年にアメリカのテネシー州に米国日産自動車製造を設立し，スマーナ工場での小型トラック生産を行っている。

本田・日産両社の動きは，トヨタをして，イギリスの Lotus との資本提携を促し，アメリカカルフォルニア州フリーモンドでの12年契約のトヨタとの合弁会社設立の動きを加速していった。そして，これに加えて，三菱・Chrysler の第4次契約によるアメリカでの三菱の独自販売網の形成，マレーシア国産化計画への参加，Chrysler とのアメリカでの共同生産計画を生み出していった。Chrysler の行動は，Ford を刺激し，Ford メキシコ工場での1986年からの東洋工業の小型車15万台／年の生産計画をも生み出し，そのアメリカ進出を促して日本の自動車工業のアメリカへの進出を一挙に加速した。

VI. 海外生産の基盤と国産化政策の強化

アメリカは，世界最大の自動車市場を形成している。アメリカの1981年の自動車保有台数は

159,029,000台と日本の4.2倍に達し，乗用車1台当りの人数も1.8人と日本（4.9人）に比べても低い。アメリカにおける自動車保有量の増加は，第2段階（16,488,985台）と第3段階（42,603,867台）で目立ち，この市場拡大がビッグスリーの成長とその海外進出の基礎となり，その一方でその輸入を通じて海外の自動車工業の発展を促していった。とくに第3段階のアメリカの市場拡大は，日本車の輸出増加と国際化にとって重要な条件となっている。

日本も第2段階で国内市場が拡大（4,955,287台増）し，それが量産体制の確立の基礎となり，第3段階での内需増大（21,790,538台）が量販・量産体制の形成で生産価格の低下を生み，輸出の増大を可能にしていった。

第4段階では，日（9,765,616台），米（22,928,198台）間の保有台数の増加量の差にも明らかなように日本市場の成熟化が進む一方で，アメリカ市場の需要創出力の大きさが目立ってきた。このことは，アメリカの新車登録台数が1981年でも10,629,408台と日本の約2倍近くもあることからもうかがえる（第3表，第3図）。このアメリカ市場が，日本の自動車輸出増の基礎条件となっていたと言える。

1981年のアメリカの小型車販売割合は65.1%に達し，1973年の43%に比べると20ポイントも増加し，この間の小型車需要の増大が日本車の輸入の増加の主要因をなした。この反面，需要構造の変化は．アメリカの自動車工業の構造的不況をもたらし，約20万人に達する失業者を生み，デトロイトをはじめとした自動車工業都市の衰退をよびおこしている。この結果，全米自動車労働組合（U.A.W.）と Ford は，1980年に国際貿易委員会に輸入制限措置を求めている。この提訴はしりぞけられたものの，日本車の輸入禁止・輸出規制圧力は一段と強まり，日本はアメリカへの自動車輸出の自主規制を余儀なくされていった。

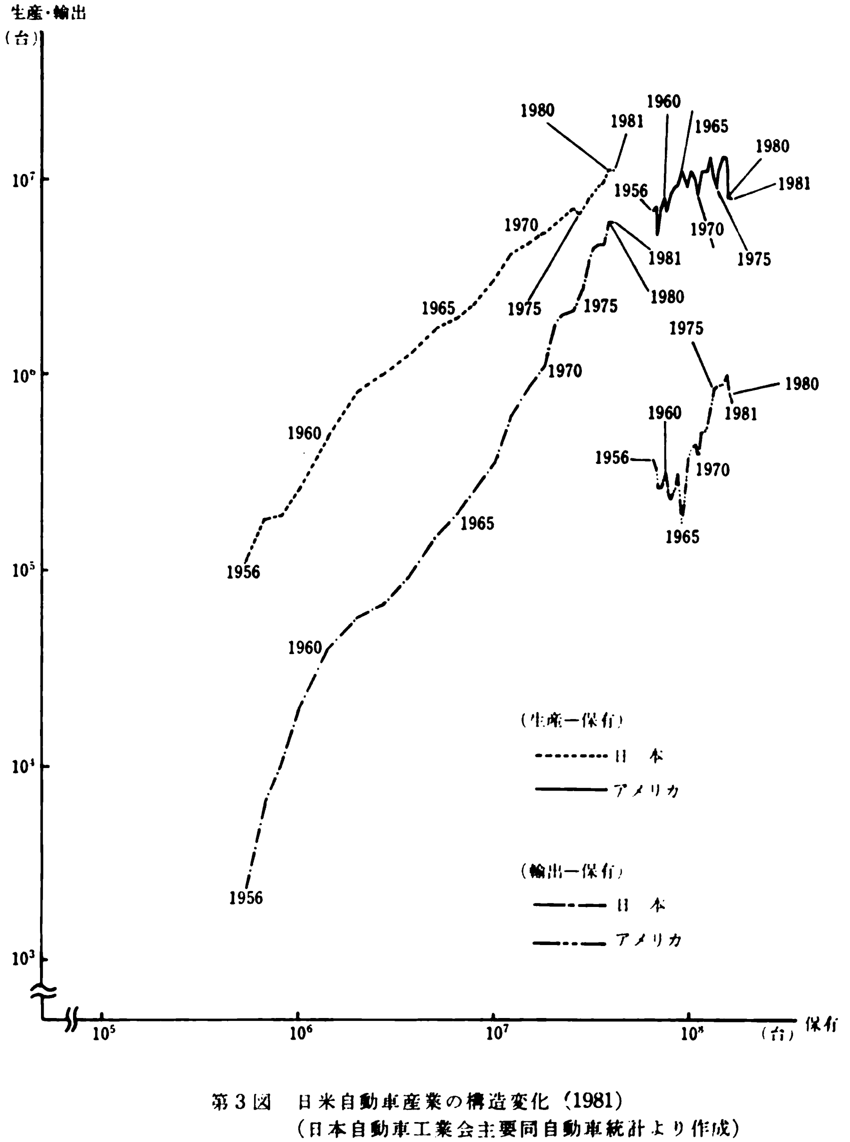
本田は，1959年にアメリカ本田を設立し，二輪車市場を開拓し，その市場占有率を39.2%にまでたかめていた。この二輪車市場が，1979年からのオハイオ工場での二輪車生産を可能にし，自動車生産のためのテストを通じて四輪車生産ノウハウを本田にもたらしている。本田のアメリカ向け輸出は1970年に始まり，1973年にシビックを投入して以降，その市場は急激に開拓され，1980年には総販売台数37万台とアメリカ市場の4.3%を占めるに至った。アメリカ市場で，競争力をえるためには，1000店の販売店をまかなう50万台販売体制をつくる必要がある。このため，本田は，1985年に年間15万台を生産するオハイオ工場の建設を決定している。これには，アメリカ本田の1981年の経常利益4億ドルで工場建設の初期投資2.5億ドルをまかなえ，トヨタ・日産に先駆けてアメリカ市場を掌握しうる可能性が大きかったことが大きく作用していた。

この本田の行動は，州政府の誘致活動を刺激し，1983年の Local Contents（自動車部品国内調達）法案に代表される部品の現地調達・国産化の圧力をアメリカでも高めた。これらが，日産をして，需要の多い小型トラックのテネシー工場（15万台／年）建設にむかわせた。小型トラックは，アメリカでレジャー用

第3表　日米自動車産業比較

	保有		生産		輸出	
	日本	米国	日本	米国	日本	米国
1956	553,949	65,148,277	111,066	6,918,758	2,447	372,442
1960	1,353,526	73,857,768	481,551	7,905,119	38,809	322,526
1965	6,300,020	90,357,667	1,875,614	11,137,830	194,168	167,724
1970	17,581,843	108,404,197	5,289,157	8,283,949	1,086,776	379,089
1975	28,090,558	132,950,410	6,941,591	8,986,513	2,677,612	864,050
1980	37,856,174	155,889,692	11,042,884	8,009,841	5,966,961	807,169
1981	39,620,957	159,760,000	11,179,962	7,936,031	6,048,447	717,166

（日本自動車工業会資料より作成）



第３図　日米自動車産業の構造変化（1981)
（日本自動車工業会主要同自動車統計より作成）

として需要が急増している分野で，６億６千万ドルを投入して，乗用車生産のためのテストを行う車種としては，最適であった。

トヨタは，初期の投資リスクを軽減し，アメリカの自動車工業再建による輸入規制圧力を弱めつつ，販売市場を確保してゆくため，G.M. と合弁で12年と期限をかぎって20〜25万台／年の規模でテスト生産を行うことを決意した。カルフォルニア州フリーモンドでの，量産技術の確立したカローラーの姉妹車の生

第4表　米国における小型車市場の拡大

販売台数＼年次	1973	1975	1978	1981
全米自動車販売	11,402,261	8,614,524	11,310,411	8,525,216
米国産小型車	3,173,883	3,076,315	3,623,764	3,228,084
輸入小型車	1,732,572	1,564,404	2,002,413	2,319,360
全米小型車	4,906,455	4,640,719	5,626,177	5,547,444
米国産小型車比率	27.8%	35.7%	38.9%	37.9%
輸入車比率	15.2%	18.2%	10.8%	27.2%
小型車比率	43.0%	53.9%	49.7%	65.1%
備考	石油ショック	50年度公害規制	エネルギー節約法	G. M. Jカー発売

（トヨタ自動車資料より作成）

産は，トヨタのアメリカ市場を基としているだけ，トヨタにとっては必ずしも有利ではないが，シボレー部門での量販体制がととのっているだけに，リスクが少なくアメリカでの量産・量販体制の確立をトヨタにとっては計ってゆくことができる。

アメリカでの生産コストは，各社のフィジビリティスタディ（実行計画研究）ではロボット化と一貫生産体制を進展させたとしても日本車より高い。このコスト差を物流コストで補填し，採算がとれる可能性は，ミシシピー以東で生まれる。トヨタも，当初，この地域の G.M. の遊休工場を合弁企業設立の候補地としていた。この地域は，アメリカの自動車工業の核心地の南端に位置し，現産地証明をうるための50%国産化率に適合した部品供給を受けやすい場所となっている。本田は，オハイオ工場で，素材搬入から組立までの一貫工場を建設し，エンジンや足廻りなどの主要部品をシアトル経由で搬入する体制をとった。しかし，この本田でも，ドアサッシやマフラーを隣接地に建設した子会社のベルマーで生産し，主要部品を価格的に高くとも信頼性の高い日系進出企業7社から調達している。このことは，この地域の部品供給体制が，品質，納期，価格の点で必ずしも充分ではないことを示す。日産は，この状況をふまえ，部品の60%を日本から調達し，通信衛星を用いて在庫・流通のコンピューター管理を行なって対応し，操業時のリスクを軽減している。

本田・日産の進出地域は，全米自動車労働組合の拠点から離れ，それへの参加も少ない地域である。両社は，日本的経営を約1200人程度の従業員に徹底させるため，日本で基礎訓練をおこない，現地でアメリカ人とともに現地に適合した生産管理技術の開発に努めている。新しい労務管理の試みを実行する上でも，既存の労働組合運動の弱いこの地域は適していた。こうした地域での両社の生産工場の最終地点選定では，本田で300ha，日産で850haという広大な用地で道路，鉄道，上下水道整備の進んだ工場用地の安価な提供があったことも忘れてはならない。

日産は，巨額な投資を要する生産工場建設を，イギリス政府の誘致策にとりこまれて行なおうとしている。しかし，日産のイギリス進出は，国産化率，補助金，輸入抑制等の施策を考えると決して1500億の投資規模に見合うものではない。また，年産20万台という生産規模を縮少しても，自動車生産だけを目的とした日産のイギリス進出は困難で，総合的且つ長期的視点に立った企業戦略が必要とされている。

イギリスは，前述したように1973年の石油危機以降，輸入車の割合が増え，1979年には55.8%にまで達した。B.L. はこの過程で1975年に国有化され，人員削減・組織再編成・海外子会社の売却で1976年に一時的に黒字となった。しかし，このB.L. も，1976年に27.4%の国内での販売シェアーを1979年には18.6%にまで下げ，車種整理と新車開発を余儀なくされていった。この状況に対処するため，B.L. は，資本規模が小さく，技術力が強く，海外生産のノウハウも豊富な本田を提携先に選んだ。その生産は，1981年から本

田の生産機械を据えたオックスフォードの B.L. カウリ工場で始められた。この生産は，エンジン・ミッション等の主要部品を日本から輸入しながらも，欧州車証明を要するフランス・イタリアの完成車輸出のため部品の約70%を現地調達方式で行われている。本田は，この提携が欧州でのテスト生産として有意義であると認めただけでなく，B.L. のもつディーゼルエンジン生産能力と2000c.c. クラスの車体・内装開発能力を評価している。日産のイタリア Alfa Romeo との提携も同様な背景がある。本田・日産のヨーロッパにおける動きを牽制し，高級スポーツ車メーカー Lotus のもつ技術力とノウハウを活用することを狙ったのがトヨタの1983年の出資提携といえる。

開発途上国には，イギリスのような潜在的技術力も，アメリカのような市場としての誘引力もない，開発途上国で1980年の保有台数が1000万台を越すのはブラジルのみである。ブラジルは，1956年の自動車国産化法以来国産化政策を強力に推進し，別稿（宮川 1983）で述べたようにブラジルを世界第10位の自動車生産国にしたてあげた。メキシコは，南アメリカでブラジルに次ぐ保有台数（565万台）と生産規模（59.7万台）を有し，1964年以来の国産化政策によってオーストラリアを上廻る自動車生産国と今日ではなっている。この発展は，アメリカへの近接性に加え，組立メーカーの部品内製を禁じ，国産部品を原則として，同種の海外部品の輸入禁止をし，部品工業を育成してきたことも基礎条件としてもたらされた。日

第5表　日本自動車部品工業進出形態

国名	現地法人		駐在員事務所	技術供与件数
	生産会社	販売会社		
韓国	7			18
台湾	25		4	32
香港	1		1	
フィリピン	4		2	5
インドネシア	8		1	7
マレーシア	6		1	2
シンガポール	6	2	2	1
タイ	20	1	1	16
豪州	4	3	1	13
南アフリカ			1	6
ブラジル	7	2		1
メキシコ	1	1	1	7
米国	12	27	30	3
カナダ		4	1	
英国	1	4	1	2
西独	1	5	6	
オランダ		2	2	
ベルギー		1	3	
スペイン	1			
その他	12	1	4	9
合計	110	53	62	122

（日本自動車部品工業会資料より作成）

産は，子会社の厚木自動車部品に加え，資本進出の5社，技術指導の1社をメキシコに誘導し，その部品も活用して，メキシコシティとその外港アカプルコの間のクエルナバカ工場で1961年以来乗用車組立を行ってきた。1982年に G.M. がメキシコにおける年間16万台生産体制の形成と輸出用エンジン工場の建設を発表すると，日産もアメリカ寄りのアグアスカリエンテス（160ha 900億円投資1200人規模）で年間40万台のエンジン工場建設を推進している。この工場は，トヨタのカナダでのアルミ部品工場建設と同様に，アメリカを中心とした広域的生産体制整備の戦略に基づいて建設されつつある。この建設は，1982年のメキシコ金融危機で無理が生じているが，それを辛うじて支えているのは，創業以来のパートナーである丸紅の三国貿易機能による部品輸入のための外資調達能力である（第5表）。

中南米の自動車工業の定着は，この金融力を重要な要件としている。これに比べ，オーストラリアでは金融力よりは生産コスト低減がその発展にとって不可欠のものとなりつつある。オーストラリアは，アジア・オセアニア地域で日本を除きその保有台数（744万台）が唯一500万台を越す。しかも，1962年まではその保有台数は，日本のそれより多く，アメリカのビッグスリーのこの地域における生産拠点となってきた。トヨタは，1952年にシドニーでトラック組立を，1962年にメルボルンで乗用車組立を開始していた。そのため，1965年にオーストラリアが，組立部品への特恵関税を国産化率達成と絡めたことで，トヨタは日産に比べて優位に立った。1966年にオーストラリアの輸入関税率が35%から45%に引き上げられ，現地生産が有利となる Small Plan が採用されると，日産もシドニーでの組立生産を開始している。トヨタは，1968年にメルボルンの Australia Motors Industries に資本参加し，その生産能力を強化した。日産も同じ1968年にメルボルンの V.W. の子会社への委託生産量を増やし，1971年にはここに生産を集中した。1976年に，オーストラリア政府は，乗用車国産化政策を発表し，国産化率85%以上，完成車輸入割合20%以下とすることを決めた。これに対応して，日産は，V.W. の子会社を買収し，1977年にはエンジン生産を開始した。トヨタも，この年にカローラ用エンジン工場をメルボルンに建設している。この過程において，1972年に進出した日本電装をはじめ4社が資本進出し，7社が技術提携を行なって，トヨタ・日産の国産化を支えた。三菱は，1971年に Chrysler Australia でギャランΣの組立を行ない，1980年に Chrysler からこの工場を買収した。そして，三菱は，この工場の2000万ドルの赤字を1981年には1200万ドルの黒字にかえて，その生産車のオーストラリアにおける販売シェアーも1977年の8.4%から1981年には11.2%に高めている。三菱は，アデレードのドーズレーパークの本社工場でミラージュの生産を，近郊のロンスデル工場でエンジン生産をおこなった。この生産は，オーストラリア国内市場だけでなく，特恵関税制度を活用してイギリスへも輸出することを前提として進められ，オーストラリアにおける自動車生産を支えつつある。G.M. はいすず車の生産量をオーストラリアで増やす一方，1981年にはメルボルンにJカー用エンジン工場を建設した。G.M. は，1982年に J- カーエンジンの$^2/_3$をヨーロッパへ輸出することを条件に，輸入補完制度を発足させ，輸出外貨による国産化率の5%までの海外部品の無関税輸入を認めさせている。トヨタは，この制度を活用して，ギヤボックス・シリンダーヘッドの逆輸入を行なって日・豪の自動車工業の生産関係に新たな局面を開いていった。Australia Ford は，トヨタ・日産・三菱だけでなく，G.M. に対抗するために，東洋工業のファミリアやエンジンを導入することで生産実績をあげ，オーストラリアでの自動車生産の首位の座を G.M. から1981年に奪還した。

アフリカには，保有台数347万台の南アフリカ以外自動車生産の基礎市場はない。南アフリカでは，トヨタ・日産が1961年の完成車輸入禁止にともなって C.K.D. 生産を現地資本で開始，1963年の45%国産化率達成が義務付けられるとプレス工場を建設している。1973年には，第3次国産化計画に対応して，両社は現地資本によるエンジン生産を支援して，現地生産体制を確立した。

アジアには，アフリカと異なり自動車保有台数200万台に達する国はなく，アジア市場が日本車の生産基盤とはなっていない。最も保有台数（151万台）の多いインドも，古くから欧米企業が進出し，中高級車指向が強く，日本車が入りこむ余地に乏しい。またインドは，完成車輸入を認めていなかったため，1983年

に国営のマルチ社が軽小型トラック生産のための合弁を鈴木自動車に求めるまで日本との関係は薄かった。

インドネシアは，1981年の新車登録台数では171,981台とインド（115,025台）より多く，保有台数（129万台）も百万台を越え，自動車の組立市場の基盤はある。トヨタは，政権の安定した1967年以降その国産化政策に沿ってインドネシアに進出し，1975年に新組立工場を建設し，1977年には品目別国産化指定にともなってキャブデッキ生産をおこない，1979年からの商用車国産化計画に対応してエンジン生産をおこなおうとしている。

インドネシアは，現在，アジアにおけるトヨタ最大の組立生産基地（65万台／年）であるが，トヨタがアジアの生産基地として選んだのは戦前から南進基地であった台湾である。この台湾に最初に組立工場を建設したのは日産であった。その5年後の1961年に台湾で国産自動車振興弁法が成立し，日産の提携先の裕隆社が国産化率50%を達成した独占企業となっている。1965年に，この制度が変って複数企業間競争がとられると，1967年にトヨタと富士重工が，1968年に本田が，1970年に三菱が台湾に進出し，この間に進出した部品11企業を活用して，台湾を日本車の組立基地化していった。しかし，台湾・韓国との取引を禁じた所謂周4原則が出されるとトヨタは1972年に台湾より撤退し，台北事務所を開設した日産が台湾の自動車生産を再び主導していった。日産中心の生産体制は，1974年の完成車輸入禁止，部品国産化調査団の調査結果にもとづく関連7社の進出で補完された。この体制も，1978年に国産化率が70%に引き上げられ，1979年に大型トラック・バス工場建設計画，乗用車合弁計画が提示されると，政策的に変更を余儀なくされた。トラックではG.M.が，乗用車ではトヨタが，1982年に中国鉄鋼（20%出資）との合弁による進出計画を発表している。トヨタの計画は，1300億円を投資し8年後に30万台／年の小型車を生産し，その半分を輸出することを目的とした。この計画に対抗し，市場の半分を占拠する裕隆社は，1982年に新設した年産16万台の三義工場を日産の資本で拡充しようとしつつある。

台湾は，日本との戦前からの関係，総合的工業生産力，労働力の質の点で自動車生産の基地化してゆく基盤を有している。これに比べ，保有台数（89万台）では台湾（48万台）を上廻るとは言え，1983年のマレーシアの国民車構想にはその基盤をもっていない。このマレーシア重工業公社の生産計画を合弁（出資比率30%）で支えるのは三菱である。このベルサハーン・オートモービル・ナショナルの投資額は，550億円で，エンジン・ボディー部品も国産化し，1989年に首都クアラルンプール近郊の団地（45ha）で年間8万台の生産を目標としている。その成否は開発途上国の注目を集めており，今後の自動車工業の国際的配置体系に与える影響も大きい。

VII. ま と め

自動車工業は，規模の利益が大きく量産・量販体制をとりやすい（宮川 1977）。量産体制は1908年にFord によって，量販体制はこれに5年遅れて G.M. によって完成された。トヨタはこの両体制を統合することで急激に成長をとげた。Ford，G.M. は地縁的・血縁的近接性をてこにカナダやイギリスから海外工場を配置して多国籍化してゆく過程で，アジアの市場拠点の日本にも進出し，日本の自動車工業発展の基礎を形成した。これに対して，第1段階（～1954年）の日本は G.M.，Ford の浸透を恐れた陸軍と商工省による1936年の自動車製造事業法を用いて両社の生産を中止においこみ，トヨタ・日産の中国大陸への進出を支援した。

日本の自動車工業の国際化は，1955年の通商産業省による外国乗用車国産化方針と国民車構想であけた第2段階（1955～64年）から始まった。この段階では，国内での量販・量産体制の形成でオーストラリアに代ってアジア・オセアニア地域第1の自動車生産国となって，日本は，開発途上国の自動車国産化計画に対応して組立工場を展開させた。その展開は，近隣のアジアだけでなく，G.H.Q. の輸出斡旋以来日本との結びつきが強く，日系移民も多いブラジルやメキシコに加え，欧米企業の寡占体制の確立していない

南アフリカにまで及んだ。

第3段階（1965～74年）は，乗用車輸入自由化で明けた。国内では，これに刺激されたトヨタ・日産の寡占体制の確立によって世界的量産車カローラー，サニーが開発され，その規模の利益で海外では日本は輸出量世界第1位の自動車生産国となっている。1973年の石油危機は，燃費の良い日本の小型車の国際的地位を一段と高め，そのノックダウン輸出量をも1970年の179,697台（9.8%）から1975年には535,422台(20.0%）に増大させ，国際的な自動車工業配置体系の中核に日本をおしあげていった。

1975年のエネルギー節約法で画された第4段階（1975～79年）は，日本車の地位を確立し，その輸出比率を1975年の38.6%から1980年には54.0%へと高め，日本を世界の自動車生産の中核とした。この過程で，多国籍企業がその海外生産を縮少し，撤退していったオーストラリアなどへ，日本企業の海外生産基地の形成が進展していった。

日本は，1980年にアメリカを抜いて世界第1位の自動車生産国となった。この第5段階（1980～）は，日本車の輸出規制，現地生産の国際的圧力が強まり，日本企業の欧米への進出を促した。この海外生産は，トヨタ・日産による国内での寡占体制の確立によってその活路を輸出に求めた本田によってその先鞭がつけられている。本田は，アメリカでは市場規模の利益をえるため年間30万台の工場をたて，輸入とあわせて50万台の年間販売体制を確立した。そして，市場規模の小さなヨーロッパでは，イギリスのB.L.の技術力の活用を目的に共同開発・相互委託生産方式を採用している。この行動様式は，国内市場でトヨタに圧迫されてきた日産によって模倣され，アメリカでの小型トラック生産が，イタリアでのAlfa Romeoとの共同生産が開始されている。そして，独占企業化してきたトヨタも，アメリカでのG.M.との合弁生産計画を進め，イギリスのLotusへ出資し，海外生産体制の形成を進めつつある。

上述してきたように，日本の自動車工業は国内市場の開拓によって量産・量販体制を確立し，その規模の利益を基に輸出を増大させて国際化していった。その過程で，開発途上国の国産化政策に従って組立工場をアジアを起点として展開したが，その生産基地の形成は，石油危機のあった第4段階に入ってB.L.，Chryslerといった多国籍企業の撤退したオーストラリアではじめておこなわれた。そして，第5段階に入って，日本の自動車工業は，国際的な現地生産の圧力の下でその国際的配置体系を欧米に向けてもつくりつつあるにすぎない。

本論は，1983年7月のオックスフォード大学での特別講義— Japan's Economic Growth—の一部に加筆したものである．特別講義の機会を与えて下さったJean GOTTMANN教授，本論をまとめるよう督励下さった山本正三・前島郁雄の両先生，現地調査で御教示いただいた企業，官庁，諸団体の各位に紙上を借りてお礼申し上げます。

注

1) SLOAN, A. P. Jr. (1972): *My Years with General Motors.* 560p., Double Day, New York.
KNICKERBOCKER, F. T. (1973): *Oligopolitic Reaction and Multinational Enterprises.* 236p., Harvard Univ. Press, U.S.A.
2) BARSON, J. (1978): *Technology and Multinationals.* 188p., Lexington, U.S.A.
3) MIYAKAWA, Y. (1980): Evolution of Industrial System and Industrial Community. *Sci. Rep.*, **30**-1, 21-64.
4) BARANSON, J. (1969): *Automobile Industries in Developing Countries.* 119p., Jon Hopkins Univ. Press, U.S.A.
宮川泰夫 (1983)：ブラジルの工業化と日本企業の進出形態．地理学報告，**57**，67-80.
5) MIYAKAWA, Y. (1980): The Location of Modern Industry in Japan. In *Geography of Japan*, edited by the Association of Japanese Geographers, Teikoku-shoin, Tokyo, 265-297.
MIYAKAWA, Y. (1981): Evolution of Japan's Industrial System. *EKISTICS*, **48**, 273-

280.
MIYAKAWA, Y. (1981) : Evolution of the Regional System and Change of Industrial Policy in Japan. In *Regional Development Alternatives*, edited by A.L. MABOGUNJI and R. P. MISRA, Maruzen Asia. Singapore, 97-138.

6) DUNNET, P. J. S. (1980) : *The Decline of British Motor Industry――the effect of government policy*――1945-79. 201p. Groom Helm, U.K.
BYROM, F. L. and FRASER, D. A. (1981) : *Failing Industries-the role of government.* 90p., Columbia Univ. Press, U.S.A.
GINSBURG, D. H. and ABERNATHY, W. J. (1980) : *Government Technology and Future of the Automobile.* 483p., Mc-Graw Hill, U.S.A.

7) WILKINS, M. and HILL, F. E. (1964) : *American Bussiness Abroad-Ford on Six Continents.* 559p., Wayne State Univ. Press, U.S.A.
BEHRMANN, J. H. and WALLENDER, H. (1976) : *Transfer of Manufacturing Technologies with the Multinational Enterprises.* 300p., Ballinger, U.S.A.
BLOOMFIELD, G. (1978) : *The World Automobile Industry.* 385p., David and Charles, U.K.
MORITZ, B. and MORITZ, M. (1981) : *Going for Broke- the Chrysler Story.* 384p., Double Day, U.S.A.
HENRICH, J. and DUE, D. (1981) : *Krise der Automobile Industrie――Das Beispiel des Multi General Motors Opel A.G.* 180p., IMSF, West Germany.
BHASKER, K. (1980) : *The Future of World Motor Industry.* 385p., Kogan Page, U.S.A.
SCHAPP, J. B. (1980) : *Corporate Strategies of the American Manufacturers.* 216p., Lexington, U.S.A.

8) 宮川泰夫 (1977)：工業配置論. 大明堂, 東京, 1088p.
MIYAKAWA, Y. (1983) : Tokyo-metamorphosis of the capital and evolution of urban system in Japan. *EKISTICS*, **50**, 110-122p.

9) 宮川泰夫 (1980)：単一企業都市の形成――豊田の工業と労働運動. 住民運動. 豊田市, 309-345.
小林規威 (1980)：日本の多国籍企業. 中央経済社, 71-270.
日本の企業は，海外の資本・労働・資材を活用して，それらを統合してゆくだけの多国籍化した企業は少なく，その生産規模と輸出量で世界経済に影響を与える段階にとどまっている。1981年の会社別自動車生産台数は，G.M. (4,627,674台)，トヨタ (3,220,418台)，日産 (2,584,288台)，Ford(1,937,572台)となっているが，海外関連会社の生産台数を合計すると Ford (4,101,118台)は，トヨタ・日産を今もって上廻る。トヨタが，世界のメーカー別自動車生産台数でランキング10位に入ったのは，1966年で，当時の生産台数は G.M. のドイツでの子会社 Opel よりも少なく，乗用車に限ってみると第11位のイギリス Ford をも下廻っていた。

10) 宮川泰夫 (1982)：自動車工業の発展と国際化. 地域, **11**, 98-105.

(1983年10月7日受理)

地学雑誌 93-3 (1984)

冬季西南日本太平洋側に発生する雲バンドと地上気象要素分布の関係

仁 科 淳 司*

On the Relation between the Band Clouds on the Pacific Ocean Side in Winter and the Distribution of the Surface Meteorological Elements

Junji NISHINA

Abstract

In his preceding paper (NISHINA 1984), the author discussed an orographic effect on the cloud distribution in the Central Japan under the winter monsoon situation. Such an orographic effect is considered to exist also in the Southwest Japan in winter. The purpose of this study is to examine the relation between the location of the band clouds on the Pacific Ocean side in the Southwest Japan and the distribution of surface meteorological elements, and to discuss an orographic effect on the distribution of these band clouds in this region.

In this study, the author used GMS sector visible pictures at 00 GMT on the all days in three winters (December, January and February) from December in 1978 to February in 1981. Of these all pictures, the pictures of the 42 days on which appeared at least four lines of band clouds of six as shown in Fig. 2 were analyzed. In my preceding paper, the result was obtained that the generation of local anticyclones and cyclones differs under different wind direction at 800—850mb altitude. According to this result, the 42 days were classified into four types (W, WNW, NW, NNW) by the wind direction at 850mb altitude in Shionomisaki. Meteorological elements at 850mb altitude and at the surface were analyzed in each type.

The results are summarized as follows:

1. The band clouds in the leeward of the Kii Mts., the Shikoku Mts.. or the Kyushu Mts. all appear from the low pressure region in the leeward of these mountains. But the appearance rate of these band clouds differs under different upper (850mb level) wind direction, which can be explained by the relation between the upper wind direction and the direction of these mountains.

2. The band cloud from the Kii Strait appears along the line of discontinuity of wind extending from the low pressure region in the leeward of the Chugoku Mts. when north-northwesterly upper wind blows. Under westerly wind, it does on the outburst of the wind from the Kanmon Strait through the Seto Inland Sea. But in the latter case, no band

* 東京大学理学部地理学教室 Department of Geography, University of Tokyo

cloud appears when high pressure region expands strongly from the Shikoku Mts. to the Kii Mts.

3. The outburst of the wind from the Kanmon Strait plays basically an important role in the appearance of the band cloud from the Bungo Strait. Under westerly upper wind, a line of discontinuity of wind is made of this outburst and the wind from the anticyclone generating near Kumamoto in the windward of the Kyushu Mts.. A band cloud appears along this line. Under north-northwesterly upper wind, the cold air current from the anticyclone generating near Hita in the windward of the Kyushu Mts. is brought to the west of this outburst, where a band cloud appears.

I. はじめに

さきに，筆者は，冬季季節風下で中部日本周辺に見られる雲分布に対する地形効果について考察した（仁科 1984；以下「前報」と呼ぶことにする）。その中で，筆者は，800～850mb の風向の違いによって，地形性高気圧・低気圧の発生のしかたが異なり，それが雲分布を規定していることを指摘した。

ところで，すでに岡林 (1972)，TSUCHIYA and FUJITA (1967)，TSUCHIYA (1974)，黒坂 (1981, 1982) などが指摘しているように，西南日本でも，冬季，太平洋側に雲バンドが発生する。しかし，これらの研究では，雲バンドの位置とその風上側の地形との対応が指摘されたのみである。樋間 (1980) も，雲バンドの発生の原因として，地上風の収束である可能性を指摘しているが，実証するまでには至っていない。この地域には，紀伊山地，四国山地，九州山地などの，1,000～1,500m 以上の山地が連なり，これらによって大気の自由な運動が制約されるため，中部日本と同様に，雲バンドの分布が，前報で述べたような地形効果によって決められている可能性がある。にもかかわらず，この地形効果は指摘されていない。

本研究では，西南日本を研究対象地域として，冬季太平洋側に発生する雲バンドと，地形性高気圧（高圧部）・低気圧（低圧部）の分布の特徴とを関連づけて検討し，地形効果について考察することを目的とする。

II. 資料と方法

本研究では，Fig. 1 で示した地域内の各観測点における地上・高層データの解析と，GMS 画像による西南日本太平洋側の雲バンドの解析とを対応させることにより，地上気象要素分布の特徴と，雲分布との関連を考察する。

GMS の画像によると，冬季，西南日本太平洋側に発生する雲バンドは，その発生位置を基準にすると，Fig. 2 のように，a～f の6列が存在する。ここで，a は紀伊半島沖から発生するもの，b は紀伊水道から発生するもの，c は四国東部の沖で，剣山の風下に相当する位置から発生するもの，d は土佐湾から発生するもの，e は豊後水道から発生するもの，f は九州山地沖に発生するものである。

本研究では，1978年12月から1981年2月までの3冬季（12月，1月，2月）の毎日午前9時の部分円形可視画像のうち，上記の6列の雲バンド中，少なくとも4列の発生が認められる日を，解析対象日とした。この条件を満たす日は合計42日である。この42日の解析対象日は，YOSHINO and KAI (1974) の分類に従うと，すべて西高東低型（I型）に属する。また，黒坂 (1982)，KUROSAKA (1983) は，太平洋側の雲バンドは，西高東低の気圧配置下で多く発生することを指摘している。したがって，この42日は，冬季の季節風が卓越する日であると見なすことができる。

さらに，前報で，800～850mb の風向の違いによって地形性高気圧，低気圧の発生のしかたが異なることがわかったので，この42日の解析対象日を，800～850mb の風向によって，いくつかの型に分類することを試みた。太平洋側の雲バンドの主体が対流性の積雲系の雲であることは，すでに TSUCHIYA and FUJITA

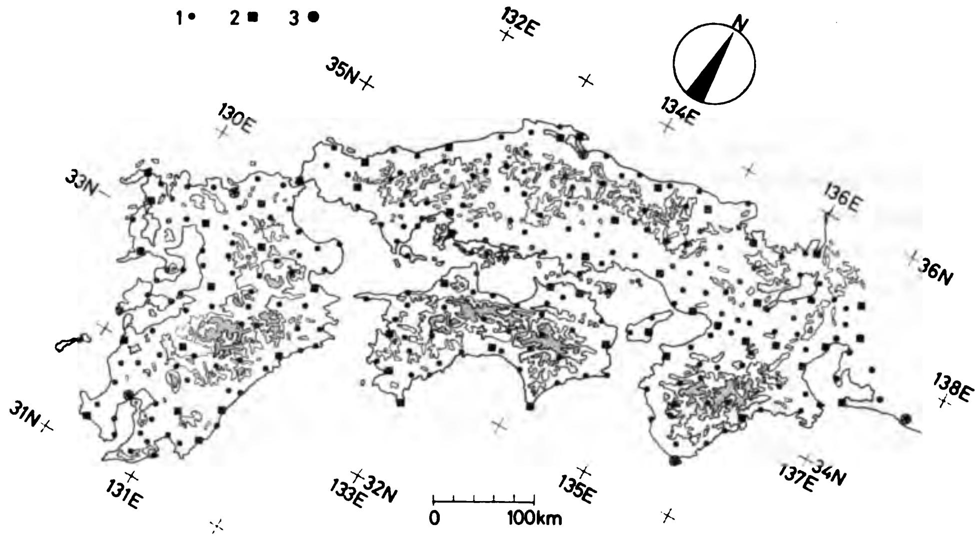


Fig. 1 Location of the observatories and stations
1 : AMeDAS station (wind only), 2 : weather observatory (wind, temperature, sea level pressure), 3 : aerological observatory (surface wind, surface temperature, sea level pressure, 850mb isobaric surface wind, 850mb isobaric surface altitude). Contours are drawn at the height of 500m and 1000m, respectively. The areas over 1000m are shaded.

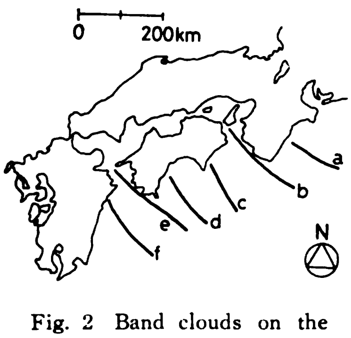


Fig. 2 Band clouds on the Pacific Ocean side in the Southwest Japan in winter

(1967), TSUCHIYA (1974) で示されており, また KUROSAKA (1983) は, 伊豆半島沖ならびに紀伊山地沖の雲バンドについて, レーダーエコーから積雲の上端の高さを1～2km としている。したがって, 800mb 面の気象要素の値よりも, 850mb 面の方が, 積雲の対流活動の上限を反映するものとして適当であり, 前報でも触れたように, 900mb 面の値には地面摩擦の影響が現われていると考えられるので, 850mb 面の風向を分類の基準にした。ところで, 地形効果は中部山岳の風下側に位置する浜松の風向の観測値に最もよく反映されることを, 筆者は前報で指摘した。したがって, 解析対象地域の風下側に位置する観測点 (浜松・潮岬・鹿児島) のうち, 西南日本全体を最もよく代表すると思われる潮岬における 850mb 面の風向によって, 解析対象日を分類した。

潮岬における850 mb 面の風向により, Table 1 のように, W, WNW, NW, NNW の4つの型に分類し, 各型ごとに代表的と思われる1日を選び, その日の雲分布の模式図を Fig. 3 に示す。その上で, 各型ごとに, 850mb 面の等圧面高度・風向・風速を解析し, ついで地上の風系・海面更正気圧・気温の解析を行なって, 雲バンドの発生と地上気象要素分布との対応について, 解析を進める。

また, Table 1 に示した四つの型ごとに, Fig. 2 に示したa～f の雲バンドの発生頻度をみると (Table 2), 雲バンドa, f の発生頻度の全体に対する割合 (発生率) は, NNW 型で低く (5例中1例), W型で高い (10例中それぞれ8例, 10例)。雲バンドbの発生率は, W型で低く (10例中5例), 850mb 面の風向の北成分が大きくなるにつれて高くなる。雲バンドc・dは, NNW 型で最も発生率が高く (5例中5

Table 1 The classification of the 42 days for analysis into four types
Unit of wind direction : degree.

type	wind direction at 850mb height in Shionomisaki	date	total
W	260–285	'79.12.26, '80.1.7, '80.1.16, '80.1.21, '80.2.15, '80.12.13, '81.1.3, '81.1.5, '81.1.12, '81.1.13	10
WNW	285–310	'79.1.22, '79.2.6, '79.2.16, '79.2.18, '79.2.28, '80.1.11, '80.1.24, '80.1.31, '80.12.15, '80.12.21, '80.12.29, '80.12.31, '81.1.6, '81.2.11, '81.2.21	15
NW	310–335	'78.12.6, '78.12.24, '79.1.16, '79.1.19, '80.1.18, '80.2.6, '80.2.12, '81.1.4, '81.1.14, '81.1.22, '81.2.4, '81.2.27	12
NNW	335–360	'79.12.11, '79.12.24, '80.2.16, '81.1.17, '81.2.2	5

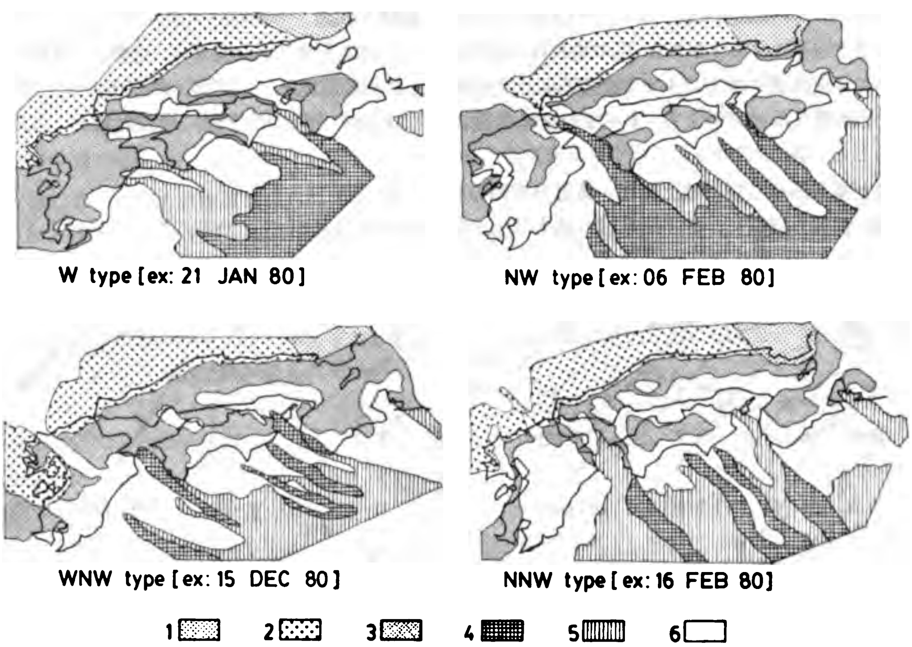


Fig. 3 Typical pattern of the cloud distribution in each type
1 : convective band cloud (after Meteorological Satellite Center 1983 ; NISHINA 1984), 2 : cloud streak (after OKABAYASHI 1972), 3 : other cloud or snowcover, 4 : band cloud (brighter part), 5 : band cloud, 6 : cloudless region.

例)，850mb 面の風向の北成分が小さくなるにつれて，発生率は低くなる。雲バンドeは，すべての解析対象日に共通して発生する。本研究では，このような高層風向の違いによる発生率の違いについても考察する。

Table 2 The frequency of the appearance of each band cloud shown in Fig. 2

type	band cloud						total
	a	b	c	d	e	f	
W	8	5	7	9	10	10	10
WNW	11	9	12	9	15	13	15
NW	7	12	10	12	12	7	12
NNW	1	5	5	5	5	1	5

III. 地上・高層気象要素の解析

1) 850mb 面の解析

高層観測地点である福岡・米子・浜松・潮岬・鹿児島の 850mb 面の等圧面高度・風向・風速の値を用いて，850mb 面の解析を行なった (Fig. 4)。

この図の作成方法は以下のとおりである。まず，観測地点ごとの等圧面高度・風向・風速の平均値を，各型別に求めた。つぎに，風向・風速の平均値から，各観測地点における平均風ベクトルを描いた。さらに，5点の高層観測地点を使って，潮岬を必ず頂点の一つに含むような4個の三角形を考えた。そして，この各三角形の重心に相当する点と，各辺の四等分点（ただし，福岡一鹿児島と潮岬一浜松を結ぶ辺については，距離が短いため，中点のみを対象にした）における等圧面高度の値を，内挿によって求めた。この値から，等高度線を描いた。日本海上ならびに太平洋上では，想定される風ベクトルに対して，平行に近くなるよう描いた。

Fig. 4 から，850mb 面では，すべての型に共通して，紀伊・四国・九州の各山地の風下に，トラフが存在していることがわかる。NNW 型の場合は，他の型よりも北にトラフが位置する。前報で，800~850mb 面において中部山岳の風下にトラフが見られ，その時地上に局地低気圧（低圧部）が存在することから推定すると，西南日本においても，すべての型に共通して，これらの山地の風下側に局地低気圧（低圧部）が現われることが考えられる。

2) 地上風系図ならびに地上気圧・気温分布図の作成方法

つぎに，前報と同様に，地上風系図，地上気圧・気温分布図を作成して，各型ごとに，雲バンドの発生

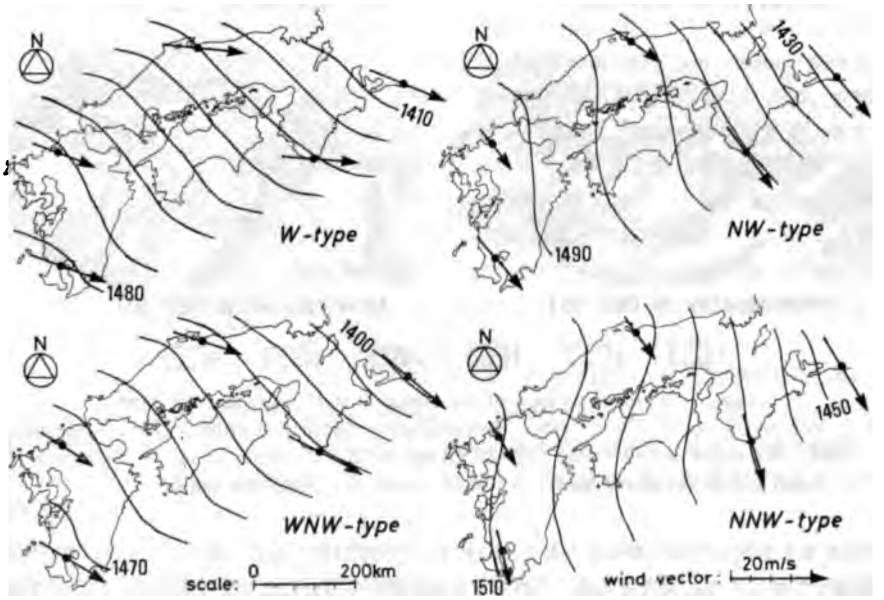


Fig. 4 Distribution of wind vector and altitude at 850mb surface
Unit of altitude : gpm.

位置と，地上気象要素の分布の特徴との関連を検討する。

地上風系図は以下の方法で作成した。まず，各型ごとに，各観測点の風向を検討し，最も高い頻度を示す風向（最多風向）を求めた。このとき，静穏の場合は，「最多風向から風速0 m/s の風が吹く」場合と解釈した。この最多風向から風の吹く日が，ある型に属する日の半数以上を占める場合は，その風向を卓越風向と定めた。それ以外の場合は，最多風向と，２番目に頻度の高い風向を求めた。この２つの風向のなす角度が22.5度の範囲内の場合は，最多風向を卓越風向と定め，45度の範囲内の場合は，２つの風向の中間を卓越風向とした。最多風向が２つある場合も，同様の方法で卓越風向を決定した。また，２番目に頻度の高い風向が２つあり，かつ，この２つの風向と最多風向が連続して45度の範囲内にある時は，最多風向を卓越風向とした。以上のいずれの方法でも卓越風向が定まらない場合は，その観測点を不安定風域（unstable wind region）と認定した。

つぎに，こうして定められた卓越風向に対して，±22.5度の範囲内から吹く風だけについて，その風速の卓越風向成分を求めた。この値から各型ごとに平均値を算出し，その地点におけるその型の平均風速とした。

こうして求めた卓越風向と平均風速を用いて，地上風系図を描いた。平均風速については，4 m/s と 1 m/s の等値線を考え，平均風速 4 m/s 以上の地域を強風域（strong wind region），1 m/s 未満の地域を静穏域（calm region）として図示した。海上の流線は風向・風速の内挿により描いた。

地上気圧と地上気温については，各観測点の値を各型ごとに平均し，この値を用いて分布図を作成した。地上気圧分布図については，上記の方法で作成した地上風系図を参考にして，等圧線を描いた。

以上のようにして作成した地上風系図，地上気圧・気温分布図を用いて，まずW型とNNW型，つぎにこの２つの中間であるWNW型とNW型の順に，地上気象要素分布の特徴を検討する。

3）W型における地上気象要素分布の特徴

Fig. 5は，W型における地上風系図(a)および地上平均気圧・気温分布図(b)である。雲バンドの発生位置と地上気象要素分布図を対応させると，以下のことがわかる。

紀伊・四国・九州の各山地の風下から発生する雲バンドａ・ｃ・ｄ・ｆの位置と，地上平均気圧分布図における低圧部の位置が一致している。すなわち，尾鷲・高知・延岡が低圧部に相当し，室戸岬の東側の四国山地風下にも小さな低圧部が現われる。

地上風系図から，雲バンドｂの発生する位置には，強い風の吹き出しが認められる。この吹き出しの風上側の高松付近には低気圧が認められる。紀伊水道の両側の気温を見ると，東側の方が高く，西側，すなわち風上側の方が低いことがわかる。

雲バンドｅが発生する豊後水道では，地上風系図から，大分付近で，関門海峡から吹き出した風と，九州山地の風上側からの風が収束していることがわかる。地上気圧分布図から，この収束の位置に，小さな低圧部が対応していることがわかる。九州山地の風上側には，熊本付近を中心とした局地高気圧が現われる。

4）NNW型における地上気象要素分布の特徴

Fig. 6は，NNW型における地上風系図(a)および地上平均気圧・気温分布図(b)である。雲バンドの位置と地上気象要素との対応を見ると，雲バンドａ・ｃ・ｄ・ｆは，地上平均気圧分布図における低圧部から発生していることがわかる。しかし，W型に比べて，たとえば 1022mb の等圧線で示されるように，尾鷲付近の低圧部は明瞭ではない。同様に九州山地の風下の低圧部も，W型に比べてはっきりしない。九州山地の風上側に発生する高気圧の中心は，W型では熊本付近にあるのに対し，NNW型では日田付近にある。

雲バンドｂに対応する地上気象要素分布の特徴は，W型の場合とは大きく異なる。すなわち，NNW型では，紀伊水道で明瞭な風の収束が見られる。中国山地の風下側には低圧部が認められる。紀伊水道の両

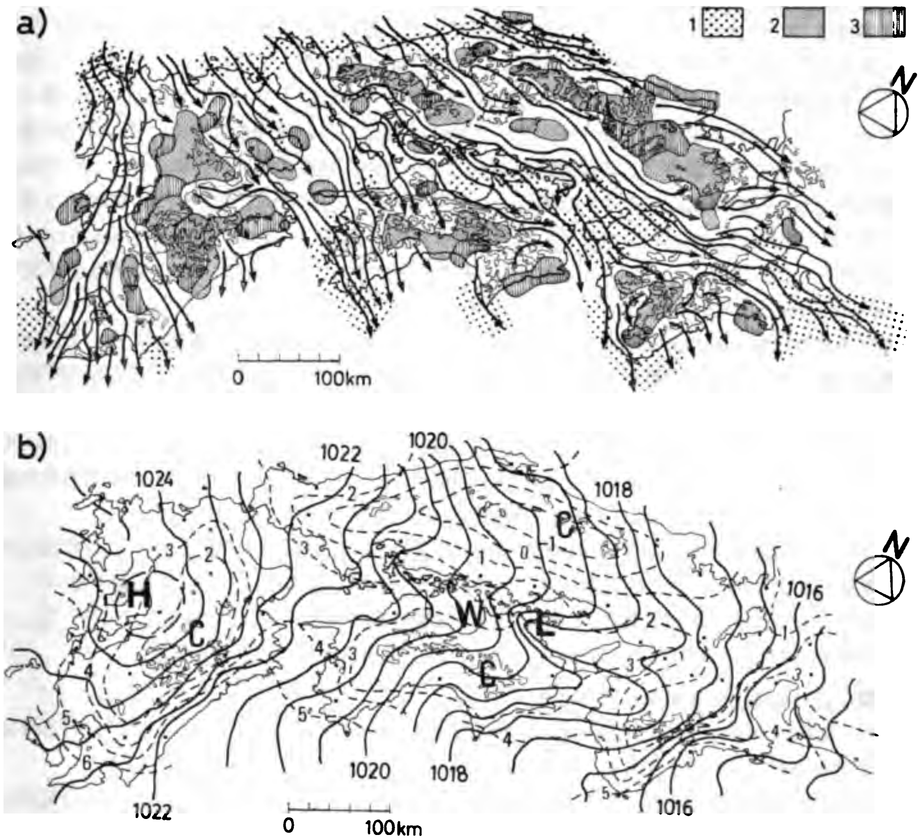


Fig. 5 Composite map of surface wind system (a), and sea level pressure (solid line, unit: mb.) and surface temperature (dashed line, unit: °C.) (b) in W type
1: strong wind region, 2: calm region, 3: unstable wind region. See text for definitions.

側の地上気温を比べると，西側で高く，東側で低いことがわかる。ただし，大阪における気温の値は，ヒートアイランドの形成を考え，若干割り引いて考えている。

雲バンドeに対応する地上気象要素分布の特徴を検討すると，関門海峡からの風の吹き出しが認められる。地上風系図における風の流線は，豊後水道の九州側を通っている。豊後水道の四国側は弱い低圧部になっている。また，九州内陸部の地上気温と，豊後水道付近の地上気温との差は，W型に比べて大きい。九州内陸部に高気圧が存在し，豊後水道付近が弱い低圧部になっていることから，豊後水道付近には，九州内陸部の高気圧からの寒冷な気流が供給されていることが示唆される。

(5) WNW 型・NW 型における地上気象要素分布の特徴

WNW 型・NW 型においては，図は示さないが，雲バンドa・c・d・fの発生位置に対応するのは，紀伊・四国・九州の各山地の風下に現われる低圧部であり，この特徴は WNW 型・NW 型の双方に共通である。紀伊山地や九州山地の風下に現われる低圧部の周辺の等圧線の走向は，WNW 型の場合はW型に近く，NW 型の場合は NNW 型に近い。九州山地の風上側に認められる高気圧の発生のしかたは，

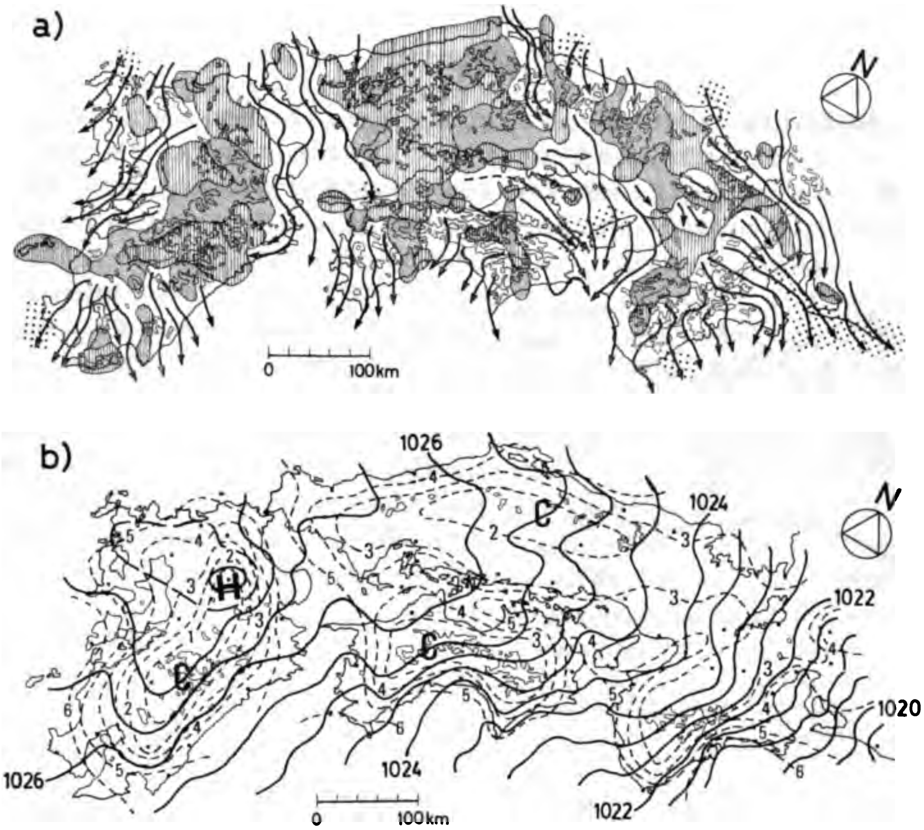


Fig. 6 Same as in Fig. 5, but in NNW type

WNW 型の場合はW型に近く，NW 型の場合は NNW 型に近い。

紀伊水道付近の地上気象要素分布の特徴を検討すると，WNW 型における分布の特徴はW型に近い。地上風系図では，広島付近から紀伊水道にかけて，顕著な風の吹き出しが認められ，雲バンドｂの発生する位置と，この吹き出しの位置が対応している。W型でも見られるように，高圧部が四国山地から紀伊山地側に張り出しているが，その張り出し方はW型に比べて弱い。W型と異なり，高松付近に低圧部は存在しない。また，NW 型の場合，中国山地の風下の低圧部は NNW ほど明瞭ではないが，地上風系図から，松江の南の中国山地の風下側に風の収束域が見られ，ここからほぼ南東に，風の不連続線が紀伊水道まで延びていることがわかる。NW 型では，この不連続線の位置と，雲バンドｂの発生する位置が対応している。

雲バンドｅに対応する地上気象要素分布の特徴を検討すると，WNW 型・NW 型ともに，関門海峡からの風の吹き出しが認められる。WNW 型の豊後水道付近における地上風系はW型に類似し，関門海峡からの風と，九州山地からの風が，大分付近で収束する。九州山地の風上側の局地高気圧は，中心が熊本付近にあるが，W型と異なり，大分付近の低圧部は不明瞭である。これに対して，NW 型の豊後水道付近における地上風系をみると，NNW 型と同様に，関門海峡からの風の吹き出しが認められ，風の流線は，豊後水道の四国側を通っている。九州山地の風上側の局地高気圧の中心は，日田付近に位置する。また，NNW 型ほどではないが，NW 型でも，九州内陸部と豊後水道付近の気温差は大きい。したがって，

NNW 型と同様に，九州山地の風上側の高気圧から，豊後水道付近に冷気流が供給されていることが示唆される。

IV. 考　察

以上の解析から，Fig. 2 に示した雲バンドごとに，地上気象要素分布の特徴との対応を考察する。あわせて，Table 2 で示したような，高層風向別の雲バンドの発生率の違いについても，考察の対象とする。

1. 雲バンドa・c・d・fは，紀伊・四国・九州の各山地の風下に認められた低圧部から発生することがわかる。ところで，山地の風上側に高圧部が，風下側に低圧部が出現することは，すでに QUENEY (1948) などによって指摘されている。一方，宮本 (1981) は，Fig. 7 に示すように，寒冷前線通過直後の強い吹き出しの時に，九州・四国の各山地の風下に小低気圧が発生することを指摘した。また，CHOU and ATLAS (1982) や ATLAS *et al.* (1983) は，アメリカ合衆国ニュージャージー州沖の雲バンドが，海岸付近に発生する小低気圧から風下側に延びる風の不連続線上に発生することを指摘している。したがって，雲バンドa・c・d・fに関しても，山地の風下に発生する低圧部，ならびにここから延びる風の不連続線上に発生していると考えられる。

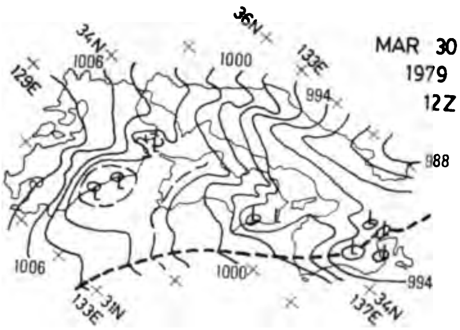


Fig. 7 Local weather map at 12Z on March 30 in 1979 (MIYAMOTO 1981)
Unit : mb., thick broken line : front.

ところで，雲バンドa・fの発生率は，Table 2 に示すように，NW 型・NNW 型で低い。特に NNW 型では，5例中1例(1981年2月2日)で発生しているに過ぎない。そこで，2月2日の地上気圧分布図(Fig. 8(a))を

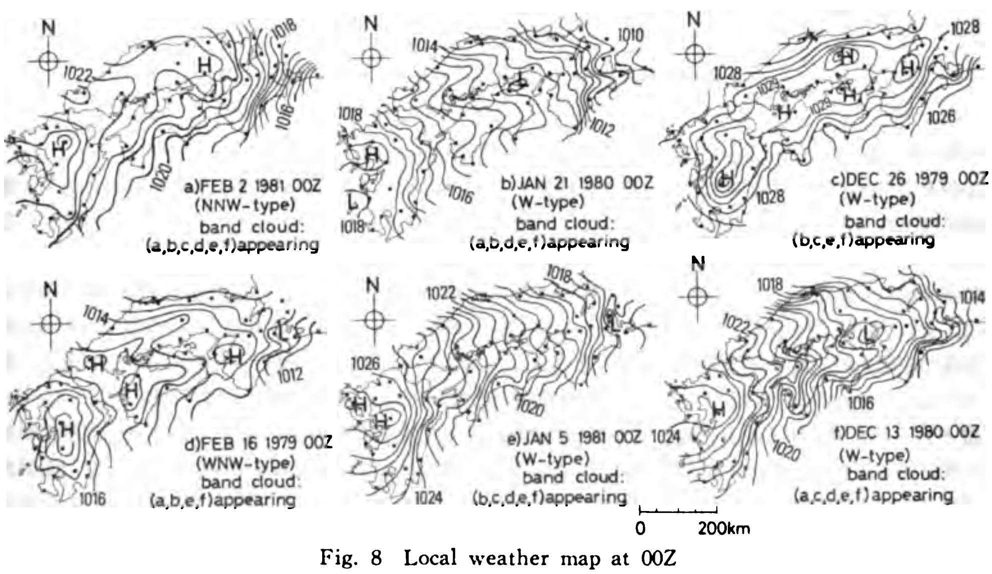


Fig. 8 Local weather map at 00Z
(a) : on February 2 in 1981, (b) : on January 21 in 1980, (c) : on December 26 in 1979, (d) : on February 16 in 1979, (e) : on January 5 in 1981, (f) : on December 13 in 1980, unit : mb.

NNW 型の平均地上気圧分布図 (Fig. 6(b)) と比較すると，2月2日の方が，尾鷲・油津の低圧部が顕著に現われることがわかる。特に NNW 型の場合は，高層風向の北成分が強く，一般場の等圧線の走向は，ほぼ南北ないし北北東——南南西である。紀伊・九州両山地の走向も南北成分が大きく，一般場の等圧線の走向と並行的である。そのため，低圧部が発生しても，一般にはその低圧部は雲バンドが発生するだけの強さを持たない。したがって，高層風向の北成分が大きい時は，雲バンドa・fの発生率は低くなると考えられる。

雲バンドc・dの発生率は，高層風向の西成分が大きい時は，低くなる傾向にある。Fig. 8(b)は1980年1月21日の局地天気図で，この日は雲バンドcが発生していない。この日は，高圧部が紀伊半島南部に向かって張り出し，室戸岬と潮岬の気圧差は0.3mb である。そのため，室戸岬の東には低圧部が存在しない。Fig. 8(c)は 1979年12月26日の局地天気図である。この日は雲バンドdが発生していない。この日は，室戸岬の西に突起状の低圧部が現われ，ここから雲バンドが発生しているが，高層風の西成分が大きく，低圧部よりも東側で積雲系の雲が発生していると考えられる。また，この日は，尾鷲付近の等圧線の走向が NNW 型に近く，雲バンドaも，尾鷲付近の低圧部が弱いために発生しない。さらに，雲バンドc・dが双方とも発生していない日（1979年2月16日）の局地天気図を Fig. 8(d)に示す。この日は室戸岬と潮岬の気圧差がなく，雲バンドcの発生する位置で低圧部が解析されていない。また，九州西部と四国西部の局地高気圧が明瞭で，九州山地の風下から豊後水道にかけての低圧部がはっきりしているのに対し，高知付近の低圧部は不明瞭である。雲バンドc・dの発生しない場合の特徴は，上記のように，低圧部が弱いか，あるいは突起状の形をしていることである。四国山地はほぼ東西の走向を持つため，高層風が西寄りの時は，QUENEY (1948) の示したような，風上の高圧部・風下の低圧部が，十分には現われない時があると考えられる。

2. 雲バンドbは，高層風が西寄りの時は，関門海峡から瀬戸内海を吹き抜けた風が吹き出す位置に発生している。W型の場合，高松付近に低圧部が現われるが，これは，西寄りの高層風に対して，高松付近が，中国・四国両山地の風下に相当するためと考えられる。しかし，W型・WNW 型では，雲バンドbの発生率は低い。これを，1981年1月5日と1980年12月13日の地上気圧分布図 (Fig. 8(e), (f)) を比較することにより考察する。前者が雲バンドbの発生する場合，後者が発生しない場合である。1月5日の地上気圧分布図では，高松付近の低圧部ははっきりせず，四国山地から紀伊山地にかけての等圧線の張り出し方は弱い。12月13日の地上気圧分布図では，淡路島付近に低気圧が認められ，等圧線が四国山地から紀伊山地に強く張り出している。すでに，TSUCHIYA and FUJITA (1967), TSUCHIYA (1974), KUROSAKA (1983) などで明らかにされているように，雲バンドを形成する主体は，対流性の積雲系の雲である。したがって，四国山地から紀伊山地に張り出す高圧部が，積雲を形成するような対流を打ち消すだけの強さを持つ時は，雲バンドbは発生しないと考えられる。Fig. 8(b)の例でも，高圧部の張り出し方が弱いので，雲バンドbは発生する。Fig. 8(d)の場合は，高圧部の中に小さな低圧部が形成されており，この低圧部から雲バンドbが発生している。

NW 型・NNW 型の時は，中国山地の風下に低圧部が発生し，ここから風下側に延びる風の不連続線上に雲バンドbが発生する。すなわち，雲バンドa・c・d・fの発生と同様に，山地の風下に出現する低圧部に，雲バンドの発生位置を対応させることができる。中国山地はほぼ東西の走向を持つので，北成分の大きい高層風に対しては，QUENEY (1948) の示したような，風下の低圧部の発生が起こりやすい状況下にある。したがって，NW 型・NNW 型の時は，雲バンドbの発生率が高くなると説明される。

3. 雲バンドeの発生は，関門海峡からの風の吹き出しで，基本的に説明される。しかし，W型の場合は，この吹き出しの風と，九州山地の風上側からの風が，大分付近で収束し，ここに低圧部が出現する。宮本 (1981) が示した寒冷前線通過直後の強い吹き出し時の局地天気図 (Fig. 7) にも，大分付近に小低気圧が解析されている。雲バンドeはこの風の不連続線の上に発生し，東西成分が比較的大きい。したが

って，高層風の西成分が大きい時は，地上気象要素分布の特徴は，今まで述べたような他の雲バンドの発生の場合に類似している。

いっぽう，NW 型・NNW 型では，吹き出しの西側で温度勾配が大きく，豊後水道付近に比べて，九州内陸部の気温は著しく低い。九州内陸部には高気圧が認められ，豊後水道は相対的に低圧部になっている。それゆえ，豊後水道には，この高気圧から冷気流が供給されると考えられる。したがって，高層風の北成分が大きい時は，地上気象要素分布の特徴として，関門海峡からの風の吹き出しと，九州山地の風上側に発生する高気圧から供給される冷気流の，2つが指摘される。ATLAS *et al.* (1983) は，アメリカ合衆国ニュージャージー州沖の雲バンドの発生に関して，雲バンドの西側で温度勾配が大きく，雲バンドの位置に相当する低圧部に，冷気流が供給されることを指摘しているが，これも同様の現象であろう。

V. ま と め

本研究では，冬季西南日本太平洋側に発生する雲バンドと，地上気象要素分布の特徴との関連について検討した。その結果，以下の点が明らかになった。

1. 紀伊・四国・九州の各山地の風下に発生する雲バンドは，すべてこれらの山地の風下の低圧部から発生している。その発生率は高層風向によって異なる。これは，これらの山地の走向と，高層風向との関連によって説明される。

2. 紀伊水道から発生する雲バンドは，高層風向が北北西寄りの時は，中国山地の風下の低圧部から伸びる風の不連続線上に発生する。西寄りの時は，関門海峡から瀬戸内海を通ってきた風の吹き出しの上に発生する。しかし，後者の場合，高圧部が四国山地から紀伊山地へ強く張り出す時は，雲バンドは発生しない。

3. 豊後水道の雲バンドの発生には，基本的に，関門海峡からの風の吹き出しが，重要な役割を果たす。高層風向が西寄りの時は，九州山地の風上側に発生する局地高気圧からの風と，この吹き出しによる風が収束し，風の不連続線が形成される。この不連続線上に雲バンドが発生する。高層風向が北北西寄りの時は，この吹き出しの西側に，九州山地の風上側に発生する高気圧からの冷気流が供給され，その上に雲バンドが発生する。

本研究では，海水温ならびに海上観測点のデータは使用しなかったが，特に海水温のデータの利用は，物理的な雲バンドの発生機構の解明に手がかりを与え得る。また，たとえば，寒気の吹き出し時の雲発生に関係した混合層の発達を説明する STAGE and BUSINGER (1981a, b) のようなモデルを導入すれば，より定量的な考察が可能となろう。

また，もしも高層風向が西から北北西へ漸移する過程で，雲バンドの発生が継続して見られるのであれば，地上気象要素分布の変化と，雲バンドの発生の変化の双方を，時間を追って解析することができよう。雲バンドの発生から消滅に至る一連の過程を，地上気象要素分布の推移と関連づけて検討することも，今後の興味ある課題である。

謝　辞

本研究を進めるにあたり，常日頃よりご指導いただいた鈴木秀夫・阪口　豊両先生をはじめとする東京大学理学部地理学教室の諸先生方に深く感謝いたします。大学院生諸氏，気候コロキウム諸兄からは，有益なご意見をいただきました。資料等の閲覧の際には，気象衛生センター解析課の岡田健吉氏をはじめとする方々，ならびに気象庁統計課の方々に便宜を計っていただきました。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

引用文献

ATLAS, D., CHOU, S. -H. and BYERLY, W. P. (1983): The Influence of Coastal Shape on

Winter Mesoscale Air-sea Interaction. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 245–252.

CHOU, S. H. and ATLAS, D. (1982) : Satellite Estimates of Ocean-air Heat Fluxes during Cold Air Outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1434–1450.

榧間道夫 (1980) : 冬の季節風下での太平洋沿岸における筋状雲の分布. 地理評, **53**, 345–347.

気象衛生センター編 (1983) :「ひまわり画像の見方」. 日本気象協会, 271p.

黒坂裕之 (1981) : 気象衛生写真より見た冬季の日本周辺の雲分布の特徴. 東北地理, **33**, 197–203.

——(1982) : 冬季日本列島太平洋岸沖に出現するクラウド・ラインについて. 地理評, **55**, 779–788.

KUROSAKA, H. (1983) : Synoptic Climatological Study on the Conditions for Formation of the Cloud Bands around Japan in Winter as Revealed by Satellite Photographs. *Climatological Notes*, 32, 1–66.

宮本正明 (1981) : 九州, 中・四国山脈が西日本上の等圧線に及ぼす歪作用. 日本気象学会秋季大会配布資料.

仁科淳司 (1984) : 冬季季節風下における中部日本周辺の雲分布に与える地形効果. 地理評, **57**, 329–348.

岡林俊雄 (1972) : 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用. 気象研究ノート, 113, 73–106.

QUENEY, P. (1948) : The Problem of Air Flow over Mountains : A Summary of Theoretical Studies. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **29**, 16–26.

STAGE, S. A., BUSINGER, J. A. (1981a) : A Model for Entrainment into a Cloud-topped Marine Boundary Layer. Part I : Model Description and Application to a Cold-air Outbreak Episode. *Jour. Atmos. Sci.*, **38**, 2213–2229.

——・——(1981b) : A Model for Entrainment into a Cloud-topped Marine Boundary Layer. Part II : Discussion of Model Behavior and Comparison with Other Models. *Jour. Atmos. Sci.*, **38**, 2230–2242.

TSUCHIYA, K. (1974) : Cloud Features Associated with Mesoscale Phenomena during Cold Season as Revealed by Meteorological Satellite Pictures. *Geophys. Mag.*, **37**, 49–94.

——・FUJITA, T. (1967) : A Satellite Meteorological Study of Evaporation and Cloud Formation over the Western Pacific under the Influence of the Winter Monsoon. *Jour. Met. Soc. Japan*, **45**, 232–250.

YOSHINO, M. M. and KAI, K. (1974) : Pressure Pattern Calender of East Asia 1941–70, and Its Climatological Summary. *Climatological Notes*, 16, 1–71.

地学雑誌 93-3 (1984)

小川琢治先生と京都大学の地理学教室

——小牧実繁先生を囲む座談会——

日本地学史資料調査委員会

Late Professor Takuji OGAWA and the Geographical Institute of Kyoto University: A Round-table Conversation with Professor Saneshige KOMAKI

Committee of History of Japanese Earth Sciences,
Tokyo Geographical Society

まえがき

本委員会ではこれまでに，本邦における大正期以降の地質学・鉱物学の発達を主題とする座談会を，坪井誠太郎先生と渡辺万次郎先生とを囲んで前後2回おこない，その記事を本誌88巻3号(1979)と91巻6号(1981)に掲載した。今回の，京都帝国大学文科大学における本邦最初の地理学教室とその創設者小川琢治博士を中心の話題とする座談会を行うことは，1981年2月の委員会で決まった。本委員会の川上喜代四委員は，京都の地理学教室の出身である関係から，世話人として先方との連絡・打ち合わせにあたり，同年5月9日京大会館で，小牧先生を囲む座談会を催してテープに録音，出席者は先生のほかに村松繁樹，米倉二郎，織田武雄，川上委員の計5名。その旨7月4日の委員会に報告されたが，11月7日の委員会には欠席（原稿は手直しのため遅れる予定との伝言あり），気兼ねから，相互に連絡を差し控えていた1982年9月19日，思いがけぬその訃に接したのは，遺憾痛恨の極みであった。11月8日，川上委員の御子息が上記のテープと原稿を地学協会へ持参された。それによって委員会は，同委員のもとでまずテープが原稿化され，速記そのままに当るその原稿が小牧先生に届けられ，先生はそれに加除訂正をほどこし，かつ追記希望の草稿便箋10枚を添付して返送，川上委員はその二ケ所にまとめて抹消の筆を加えた，という段階まで仕事の進んでいることを知った。委員長の，地理関係の委員が原稿の整理にあたることとの指示により，岡山・石山の両人のうち，日常の勤務のない岡山がまず仕事にあたり，その結果を石山が検討することにした。原稿の整理に際して参照した文献は少なくないが，もっとも多く頼ったのは，小川博士の自叙伝『一地理学者之生涯』(小川家私家版，1941年)と，雑誌「東方学」第54輯（1977年7月）153～180ページ所載の座談会記事『先学を語る—小川琢治博士』の二つである。整理にあたってしばしば用いた「注」の出典が，上記の二文献のいずれかの場合には，それぞれを「生涯」，「東方」と略記した。また簡単な注は〔 〕を使って本文中に挿入した。なお資料の提供については，多くの方々を煩わし，ことに織田武雄氏には，手紙での問い合わせ，京大文学部事務室の古い記録の取り調べ，参考資料のコピーの送付方などをくり返しお願いした。記して謝意を表する。この原稿の草稿を手元に置いて，それを，最後まで気にしておられたに違いない故川上委員の霊に，原稿の整理を終わり，司会者織田氏のお目通しも経たことを報告して，ご放慮をねがい，改めて御冥福を祈る。

（岡山俊雄）

京都大学の地理[1)]

織田　小牧先生は小川先生が地理学講座の主任教授時代の最後の，そしてただ一人の地理学専攻生だったそうですし，また京都の文科大学の地理学講座は東大の理科大学の地理学講座より4年も早く開設されたようですが，そんなことなどからお話しいただいたらどうでしょうか。

小牧　小川先生も強調しておられたが，地理を専門に勉強できる講座のある大学は，そのころ京都にしかなかった。ことの起こりは明治29年，西園寺さんが文部大臣のとき，東京の帝国大学のほかに京都にもと考えて，明治30（1897）年に京都帝国大学が創立された。ただ最初は理工科大学だけで，文科大学は39年になってから。まず哲学科ができてすぐに開講した。翌40年の9月に——その頃学年は9月に始まりましたから——史学科が設けられ，文学科はもう一年あとに開講しました。京都の史学科に，帝国大学最初の地理の講座ができたのは，史学科の開設委員の内田銀蔵先生のお考えによるのだということです。

村松　地質調査所の技師だった小川先生が，たまたま間島〔朝鮮半島に接する中国北東部の一部〕へ出張中のところを，呼び戻されたんです。〔同地調査中，蒲鮮万奴の瓦を発見，のちに史学研究会で発表。貝塚茂樹によれば，これが小川の支那学研究の始めという。（東方 p. 159）〕

小牧　韓国統監府の依嘱で間島地方の地質鉱産調査中のために発令がおくれ，41（1908)年5月，講座担任の教授として来任されたのです。

織田　理科大学出身の小川先生が文科大学へ招かれたというのは，史学科には漢学関係の先生方が多かったから，というような理由もあったんでしょうか。

村松　小川先生はその頃にはもう「日本群島地質構造論」（地学雑誌，明32・35）や「西南日本地質構造概観」（地質要報，明39）も発表され，後者は翌年前者の第二稿として地学雑誌にも掲載されました[2)]。

小牧　それから，狩野直喜先生〔一高で同級，（東方 p. 157)〕も内藤湖南先生〔明治36年以来の

1）史学科における地理の講座　簡単には京都の地理または地理学教室と呼ばれ，時には——たとえば地学雑誌や地質学雑誌の小川博士の追悼文には——地理学科と記されているが，正式には文科大学史学科の1講座である。史学科は当初，国史学第一・第二，東洋史学第一・第二・第三，史学地理学第一・第二（42年に第三増設）の7講座で，そのうちの史学地理学第二が事実上の地理学講座であり，その第一と第三は西洋史である。その後，大正7年に考古学，戦後には史学科共通の講座として現代史・西南アジア史のそれぞれ1講座が加わって現在に至っている。ただし，史学地理学第二講座という名称はまぎらわしいので，講座名の変更は難しかったが，昭和38年ようやく正式に地理学講座と改められた（織田）。

2）日本地質構造論　学生当時読んだジウスの“アルプス成因論”（1875）について，小川は，＜このジウスの山岳の褶曲に起因するとの考説は簡明の短篇に将来大成した名著の綱目を説き尽した傑作で，他日日本地質構造論に指を染める刺激を受けたものである＞（生涯 p.37）と，そのルートの学生時代にあることを述べている。　構造論執筆の直接の動機となったものは，地質調査所を訪問した和田維四郎が，たまたま校正中の百万分一日本帝国地質図を見て，＜原田君以後の進歩によって新たに構造論が出ねばならぬ＞と洩らされた一言であった（生涯 p.76）。　当時，既刊の資料はなおはなはだ不足のため，小川は＜結局調査所内の倉庫に保存された諸技師の野帳と携帯した路上測図を取り出し，記入された走向傾斜などを辿って断面図のない地方の地質構造を推知する外なかった＞。そうして＜不満足ながら帝国全土の地質構造なる概念をまとめる途が開けた。然れども此の如き考説的（ハイポセチカル）の記載は説明書〔百万分一地質図の〕に容れ難かったので，地学雑誌に私見として載せた＞（生涯 p.75）。　日本群島地質構造論の地学雑誌への発表は，大学卒業後満3年目である。　後述1900年パリ万国博覧会に出張の際，仕事の一段落した7月，ウイーンへジウスを訪問，あいにく避暑中で，携行の百万分一日本地形図（欧文）・同日本地質図（邦文）の贈呈方を助手に依頼して辞去（同 p. 116）。　年末に近く，ボンからウイーン大学へ転学してペンクの門へ入った山崎直方からの，ジウスが小川の来訪を待っている旨の報知に接して訪問。老先生は毎週2回朝9時半ころ自宅へ来れば，日本地質構造に関する問題の相談に応ずると好意を示す。小川の問題は，原田の霧島・千島・富士の3火山帯が，琉球・千島・小笠原の水成層褶曲山脈の内側を占めるものとすべしとの考え方で，佐川・徳永・横山壮次郎の観察の結果を語ってその意見をたたいた。

小川琢治先生と京都大学の地理学教室

——小牧実繁先生を囲む座談会——

日本地学史資料調査委員会

Late Professor Takuji OGAWA and the Geographical Institute of Kyoto University: A Round-table Conversation with Professor Saneshige KOMAKI

Committee of History of Japanese Earth Sciences,
Tokyo Geographical Society

まえがき

本委員会ではこれまでに，本邦における大正期以降の地質学・鉱物学の発達を主題とする座談会を，坪井誠太郎先生と渡辺万次郎先生とを囲んで前後2回おこない，その記事を本誌88巻3号(1979)と91巻6号(1981)に掲載した。今回の，京都帝国大学文科大学における本邦最初の地理学教室とその創設者小川琢治博士を中心の話題とする座談会を行うことは，1981年2月の委員会で決まった。本委員会の川上喜代四委員は，京都の地理学教室の出身である関係から，世話人として先方との連絡・打ち合わせにあたり，同年5月9日京大会館で，小牧先生を囲む座談会を催してテープに録音，出席者は先生のほかに村松繁樹，米倉二郎，織田武雄，川上委員の計5名。その旨7月4日の委員会に報告されたが，11月7日の委員会には欠席（原稿は手直しのため遅れる予定との伝言あり），気兼ねから，相互に連絡を差し控えていた1982年9月19日，思いがけぬその訃に接したのは，遺憾痛恨の極みであった。11月8日，川上委員の御子息が上記のテープと原稿を地学協会へ持参された。それによって委員会は，同委員のもとでまずテープが原稿化され，速記そのままに当るその原稿が小牧先生に届けられ，先生はそれに加除訂正をほどこし，かつ追記希望の草稿便箋10枚を添付して返送，川上委員はその二ケ所にまとめて抹消の筆を加えた，という段階まで仕事の進んでいることを知った。委員長の，地理関係の委員が原稿の整理にあたることとの指示により，岡山・石山の両人のうち，日常の勤務のない岡山がまず仕事にあたり，その結果を石山が検討することにした。原稿の整理に際して参照した文献は少なくないが，もっとも多く頼ったのは，小川博士の自叙伝『一地理学者之生涯』（小川家私家版，1941年）と，雑誌「東方学」第54輯（1977年7月）153～180ページ所載の座談会記事『先学を語る—小川琢治博士』の二つである。整理にあたってしばしば用いた「注」の出典が，上記の二文献のいずれかの場合には，それぞれを「生涯」，「東方」と略記した。また簡単な注は〔 〕を使って本文中に挿入した。なお資料の提供については，多くの方々を煩わし，ことに織田武雄氏には，手紙での問い合わせ，京大文学部事務室の古い記録の取り調べ，参考資料のコピーの送付方などをくり返しお願いした。記して謝意を表する。この原稿の草稿を手元に置いて，それを，最後まで気にしておられたに違いない故川上委員の霊に，原稿の整理を終わり，司会者織田氏のお目通しも経たことを報告して，ご放慮をねがい，改めて御冥福を祈る。

（岡山俊雄）

京都大学の地理[1]

織田　小牧先生は小川先生が地理学講座の主任教授時代の最後の，そしてただ一人の地理学専攻生だったそうですし，また京都の文科大学の地理学講座は東大の理科大学の地理学講座より4年も早く開設されたようですが，そんなことなどからお話しいただいたらどうでしょうか。

小牧　小川先生も強調しておられたが，地理を専門に勉強できる講座のある大学は，そのころ京都にしかなかった。ことの起こりは明治29年，西園寺さんが文部大臣のとき，東京の帝国大学のほかに京都にもと考えて，明治30（1897）年に京都帝国大学が創立された。ただ最初は理工科大学だけで，文科大学は39年になってから。まず哲学科ができてすぐに開講した。翌40年の9月に——その頃学年は9月に始まりましたから——史学科が設けられ，文学科はもう一年あとに開講しました。京都の史学科に，帝国大学最初の地理の講座ができたのは，史学科の開設委員の内田銀蔵先生のお考えによるのだということです。

村松　地質調査所の技師だった小川先生が，たまたま間島〔朝鮮半島に接する中国北東部の一部〕へ出張中のところを，呼び戻されたんです。〔同地調査中，蒲鮮万奴の瓦を発見，のちに史学研究会で発表。貝塚茂樹によれば，これが小川の支那学研究の始めという。（東方 p. 159）〕

小牧　韓国統監府の依嘱で間島地方の地質鉱産調査中のために発令がおくれ，41（1908）年5月，講座担任の教授として来任されたのです。

織田　理科大学出身の小川先生が文科大学へ招かれたというのは，史学科には漢学関係の先生方が多かったから，というような理由もあったんでしょうか。

村松　小川先生はその頃にはもう「日本群島地質構造論」（地学雑誌，明32・35）や「西南日本地質構造概観」（地質要報，明39）も発表され，後者は翌年前者の第二稿として地学雑誌にも掲載されました[2]。

小牧　それから，狩野直喜先生〔一高で同級，（東方 p. 157）〕も内藤湖南先生〔明治36年以来の

1）史学科における地理の講座　簡単には京都の地理または地理学教室と呼ばれ，時には——たとえば地学雑誌や地質学雑誌の小川博士の追悼文には——地理学科と記されているが，正式には文科大学史学科の1講座である。史学科は当初，国史学第一・第二，東洋史学第一・第二・第三，史学地理学第一・第二（42年に第三増設）の7講座で，そのうちの史学地理学第二が事実上の地理学講座であり，その第一と第三は西洋史である。その後，大正7年に考古学，戦後には史学科共通の講座として現代史・西南アジア史のそれぞれ1講座が加わって現在に至っている。ただし，史学地理学第二講座という名称はまぎらわしいので，講座名の変更は難しかったが，昭和38年ようやく正式に地理学講座と改められた（織田）。

2）日本地質構造論　学生当時読んだジウスの“アルプス成因論”（1875）について，小川は，<このジウスの山岳の褶曲に起因するとの考説は簡明の短篇に将来大成した名著の綱目を説き尽した傑作で，他日日本地質構造論に指を染める刺激を受けたものである>（生涯 p.37）と，そのルートの学生時代にあることを述べている。　構造論執筆の直接の動機となったものは，地質調査所を訪問した和田維四郎が，たまたま校正中の百万分一日本帝国地質図を見て，<原田君以後の進歩によって新たに構造論が出ねばならぬ>と洩らされた一言であった（生涯 p.76）。　当時，既刊の資料はなおはなはだ不足のため，小川は<結局調査所内の倉庫に保存された諸技師の野帳と携帯した路上測図を取り出し，記入された走向傾斜などを辿って断面図のない地方の地質構造を推知する外なかった>。そうして<不満足ながら帝国全土の地質構造なる概念をまとめる途が開けた。然れども此の如き考説的（ハイポセチカル）の記載は説明書〔百万分一地質図の〕に容れ難かったので，地学雑誌に私見として載せた>（生涯 p.75）。　日本群島地質構造論の地学雑誌への発表は，大学卒業後満3年目である。　後述1900年パリ万国博覧会に出張の際，仕事の一段落した7月，ウイーンへジウスを訪問，あいにく避暑中で，携行の百万分一日本地形図（欧文）・同日本地質図（邦文）の贈呈方を助手に依頼して辞去（同 p. 116）。　年末に近く，ボンからウイーン大学へ転学してペンクの門へ入った山崎直方からの，ジウスが小川の来訪を待っている旨の報知に接して訪問。老先生は毎週2回朝9時半ころ自宅へ来れば，日本地質構造に関する問題の相談に応ずると好意を示す。小川の問題は，原田の霧島・千島・富士の3火山帯が，琉球・千島・小笠原の水成層褶曲山脈の内側を占めるものとすべしとの考え方で，佐川・徳永・横山壮次郎の観察の結果を語ってその意見をたたいた。

なじみ（東方 p. 162)〕も史学科へ来られることになっていた。自分らの相棒となる学者としては小川君しかない，ということだったのでしょうね。漢学の素養のゆたかなことは皆知っておられたから‥‥。それで京都へ来られることになったけれど，間島の調査の終わるのは翌年になる。しかし，史学科が開講できないと，次年度に予定の文学科の開設の差し障りになる。そこで神戸高商の石橋五郎先生を兼任の助教授として迎えて，それで開講に漕ぎつけた。私はそう聞いている。

小川先生と内田銀蔵先生[3]

米倉 「一地理学者之生涯」によると，小川先生と開設委員の内田先生とは，高等学校時代同じ下宿にいらして，おたがいに肝胆相照らす仲になられたようですね。

小牧 そうらしいな。内田先生の評判は，私が三高の学生のころから聞いていた。新聞種にもなるような逸話の多い方だったらしい。先生のお宅はもと吉田神社の社家の家で，お風呂が二つ，井戸も二つある。その水が先生にいわせるとちょっと違う。それで，今日はこっちの井戸の水をと女中さんに指図される。それを間違えると，入浴した感触からそれがわかる。のろまみたいに歩いておられたが，そのへんの勘は鋭い，なんていうことが新聞に出たことがある。こんな点でも小川先生とはウマの合うところがあったのではないかと思う。小川先生を京都へお迎えする時の話し合いは，それまでの関係から御当人と内田先生との二人で進められたらしい。開設委員は内田先生だけれど，考えは小川先生からも借りておられた。内田先生は，歴史をやるには地理をやらなければ，といわれる。小川先生は，地理をやるのに歴史抜きでできるかい，という考えで‥‥。

織田 当時としては，それは新しい考えですね。地理はそのころ大学にはほとんどなく，東京では坪井九馬三先生などが歴史地理の授業をなさっておられたらしいけれど‥‥。それに山崎先生も地質で。地理学者はほとんど地質学者からというような形で，小川先生はいわばその最初にあたるわけです。京都へ来られる前にも，すでに地理関係の仕事として，「台湾諸島誌」を出しておられますね。

老先生はこれを是認されたらしく，小川の話を自ら筆記し，朗読して字句の修正を求め，最後に年月日を記入して，「地球相貌論」第3巻の原稿校正刷を収める小タンスの引き出しに入れた。なお小川の Bonin Bogenに関する考説の提示に対しては，だいぶ考え込んで見えたが，その第3巻上冊 p. 144以下の，この時の対話から得た着想に基づくらしいこの太平洋中の褶曲彎を見事に形容記述した一節を，小川はその訳文と原文を併記して示して，大殿堂にも比すべきこの大著の荘重な建築の一部の造作に，若干の木石を寄附しえた幸せに満足の意を表している（同 p. 132-143)。 W. M. デーヴィスの地形の輪廻説（1899）を最も早くとり入れたのは，小藤「中国筋の地貌式」(1909) とされているが，この「地質構造概観」(1906) には，＜中国の地相を見るに‥‥一たび准平原 peneplain となりたる陸地，第2の削平輪廻 cycle にあるものにして，その浸蝕なお幼稚なる例あり＞と記し，また＜北上・阿武隈の両山地もまた高原状を呈し，西南日本の内面と同一様なるはすこぶる注意すべく‥‥その地質を比較し来る時は，東北日本の太平洋岸山地は西南日本内面の山地に相当‥‥＞と地相を地質構造と結びつけて概観している（西南日本地質構造概観，地質要報，明治39年1号，p. 5-6)。

3) 内田銀蔵（1872-1919） 小川によれば，内田は早稲田専門学校の優等卒業生。第一高等学校への入学を希望し，友人の紹介で小川に受験準備を相談。入学後同じ下宿で＜親交を結ぶようになった＞。明治24年と25年，夏期2週間余，御殿場でともに暮らす（小川は不眠症，2年目は脚気，内田は脚気)。＜起居を共にした内田君の性格から受けた影響は少なくなかった＞。また，＜同氏の真摯なる研究態度の終生一貫していたのには感ぜざるを得なんだ＞（生涯 p. 14-15, 25)。 内田の人となりについては，大日本人名辞書（講談社 1974）にも＜その自ら処するや敬虔にして超然，以て潜研一日もやめず，人に処するや親切にして藹然，以て人をして永へにその温顔を彷彿せしめ，その陰徳に感泣せしむ＞（山田積善稿）とある。 小川は＜その後聞けば（内田は）十数年欧州に留学＞（生涯 p. 15）と記しているが，上掲人名辞書には＜明治35年文部省より史学研究のため3年間英独仏各国へ留学，大正7年4月欧米各国へ出張，翌年8月帰朝＞とある。 内田は留学中，イギリスのハーバートソンやマッキンダー，アメリカのデービスと交友した（吉田敏弘：京都大学文学部地理学教室，編“地理の思想”，1982，p. 205）

京都へ来られる前の小川先生

村松　「台湾諸島誌」[4] は明治29 (1896) 年の発行ですから，学生時代の著作ですよ。

織田　あれは邦文・欧文の文献のほかに，中国の地誌も利用されていて，その点では日本の地誌書中最初のものだそうですね。先生の多彩なお仕事の先駆的な意味をもつものとも思われます。ところで，先生は間島へ出張される以前にも，中国へ行かれたことがあるんでしょう。

小牧　履歴書に大本営御用掛とか関東州民政署付とかいうのが，兼務として出ていますから。

米倉　日露戦争中，占領した遼陽近くの，それまでロシア人が経営していた煙（烟）台炭坑の石炭を，その冬の燃料としてさっそく利用しようというための調査とか，接収した撫順炭坑の露天掘りを提案されたとか，そういうことがあったようですね。しかし，先生にとって一ばん興味があったのは，和田維四郎先生発案の，北支鉱産地調査の一員として同行された旅行でしょう。前後3回に分けてほとんど1年にわたるこの旅行のことは，自叙伝の100ページ近くを占めていますから印象の深さが想像されます。ことに2回目の，北京から熱河・赤峰・ドロンノル・張家口から北京へと，直隷・山西の西は内蒙古へかけて，広く現地を踏査された旅行で，各地の実況に親しく接した経験が，後の中国歴史地理の研究の際，古文献の記述を読解する上に大へん役立ったようですね。

小牧　また，パリの万国博覧会の時には，1年あまり——明治33 (1900) 年1月から翌年の5月まで出張[5] しておられた。

米倉　地質調査所の所員中，フランス語のできるのは小川先生だけだったらしい。それで技師としては若い方だったのに，先生が派遣されることになったわけです。

織田　ところで，地質調査所の技師時代に小川先生が著わされたのは，先に話の出た地質構造論のほかに，どんなもの[6] があったんでしょう。

小牧　さあ‥‥。よく知らないが先生もお役目として，地質図やその説明書を作っておられたと思う。そのために生れ故郷の田辺あたりの調査をされた話を聞いた覚えがある。

史学科における講義

織田　さてこれから，新設の地理学教室の講義

4)「台湾誌島誌」その他　日清戦争後の下ノ関条約で台湾が版図にはいり，地学協会ではさっそく島誌編集が問題となり，その仕事を引き受けた神保小虎から，まだ学生の小川に作って見るようにとの話があり，たまたま，日本と大陸側との地質の相交関係に関心をもって，欧人の報告などをあさっていた小川は直ちに承諾。支那海水路誌，欧文雑誌の諸記事，漢文の地誌類，ドイツ亜細亜学会の文庫の南蛮交通時代の西洋文献，帝国大学図書館で見つけたペルリ航海記に収載のジョーンズの台湾炭の調査報告，上野図書館で発見の台湾府志，横浜在住のメキシコ名誉領事から借用のエリゼ・ルクリュの世界誌中の一巻等々，合計少なくとも100余の文献を資料としたもの。卒業論文を作るべき年に，半年以上を費した道草と自称。無報酬の代わりに売価を安くとの希望が容れられて，定価50銭(生涯 p. 43-47)，菊版379ページ，東京地学協会発行。明治時代に刊行の地誌として，また邦人の著した地誌として，改めて充分に評価されるべきものと信ずる。　貝塚茂樹は，中国の地誌を利用したのは，日本ではこれが一番古いのでは，といっている（東方 p. 163）。　本書の装丁は，小川三知画伯に図案意匠を依頼し，その手に成った目先の変ったもので，最初でなくとも，この種の趣向を凝らしたものの最も古い一つであったはず，と自賛している（生涯 p. 45）。書物の装丁で新機軸を出したのは紅葉と漱石の二人〔斎藤昌三説〕といわれているが，小川は一高入学後，「我楽多文庫」の会員として紅葉山人の書斎に出入していた（生涯 p. 10-11）から，紅葉の影響によるところがあるのかもしれない。　「台湾諸島誌」の序文の末尾の，負う所甚だ多しと謝意を表している巨智部博士をはじめとする人士のうちに，リース君という名が見える。同名異人のおそれはあるが，もしこれが帝国大学文科大学における史学地理学講座の開設に尽力した Ludwig RIESS(滞日明20-35年）であるならば，まことに奇縁というべきであろう。　なお29年7月，地質学科を卒業した夏，丹波綾部町で開催の講習会へ落合直文らと出席，一週間午前地文学を講じ，午後は有志に近郊で野外指導。帰京して大学院入学の手続き終了後，東京辰ノ口(今の大手町の四ツ角の近く)の商工中学の一年から五年までの地理科の講義を二か月間代講した。講習会も代講も，地学協会書記猪間収三郎の依頼によるもので＜得がたき機会を得たことを今でも面白く思っている＞と述べている（生涯 p. 48-49)。地理にも意外に早くから興味のあった一証である。

を話題にしたいんですが，一ばん初めに講義をなさった石橋先生の講義は‥‥。

小牧　文明地理というのだったらしい。人文地理といわないでね。事務の記録ではそうなっている。２年目にはしかし，人文地理になっている。

織田　京都大学の文科大学ないし文学部では，戦後新制に変わるまでは，２回生〔２年生〕のときに希望の専攻をきめる。１回生のときには，国史，東洋史，西洋史，地理学，考古学などの普通講義（概説にあたるもの）が必須講義で，２回生からは各専攻の特殊講義があり，専攻以外の学生も希望によって履修できました。３回生になると卒業論文の作成と演習が主でしたが，地理学と考古学では２回生のとき実習がありました。これは史学科開設以来変っておりません。明治の終わりから大正の初めへかけての地理学専攻の講義題目を，概括的に申しますと，小川先生は普通講義では地理学通論（自然地理学），特殊講義は年によってちがいますが，外国地誌や日本群島論，あるいは地理学史，それに演習と，実習か講読。石橋助教授は普通講義は人文地理学，特殊講義は経済地理や集落地理，人口地理など，ほかに西洋史と共通の中村善太郎講師の地理発見時代史，国史と共通の喜田貞吉講師の国史地理，また医学部の足立文太郎教授の人類学などもありました。

小牧　とにかく，小川先生の講義はむつかしい，なかなか理解できない，という評判でしたね。普通講義の地理学通論でも，数理地理で数式

5）パリ万国博覧会の際の出張　のフランス派遣は，往復滞在の打ち切り旅費2000円，日数の制限はなく自由に滞在できるもので　役目は日本産岩石・鉱物・化石の標本類(鉱物は和田維四郎所蔵品を借用）ならびに２年前に新刊の百万分一日本帝国地質全図（邦文）・同縮尺の欧文地形図をはじめとする地図類その他の資料の陳列展示　各国とも陳列ずみののち，鉱山部審査員を命ぜられ，その肩書き入りの名刺が専門家として各国の大家と接渉し交際するのに役立った。審査受賞式後，フランス地質調査所長ミシェル・レヴィを鉱山学校内に訪い，日本の陳列した鉱物を除くすべての標本および地図類その他一切の印刷物を調査所に寄贈，その代わり日本にないフランス地質調査所創立以来の出版物をいただきたいと申し出て快諾され，第２の公務を果した。翌年受領の仏国地質図・同説明書のすべては関東震災で焼失（生涯 p. 76-105)。　8月のパリ万国地質学会議の開会前に，ジウス訪問をかねて南独・オーストリア・スイスの巡遊小旅行を試み，会議には前約によりパリ来着の山崎直方とともに出席，調査所からは巨智部所長と鈴木　敏参列，当時の欧米の一流の老大家や花形の新進諸学者に接し，巡検ではゴッチェ・ナウマンにも会った。会議後，イタリア・オーストリア・スイス回遊旅行。10月陳列品のあと始末をして役目終了（同 p. 123-130)。　年末に三たびウィーンへ，前掲注[2]のようにジウスと会見，かつその引退をひかえての最終セメスターの講義「汀線の移動について」，およびペンクの東アルプスの地形についての講義に出席（同 p. 136-144)。　この帰途ベルリンに３週間滞在。リヒトホーフェンを訪問，目的はベルリン地理学協会所蔵の満州関係の文献閲覧で，その許しを請うて紹介の名刺を与えられ，ゆっくりするようにと調査所より寄贈の日本地質予察図をとり出して，四国・紀伊半島等の地層・時代・化石等について質問を受けた。当時リ氏が「東亜地貌研究」の起草中だったとは後に知った。風貌は<温和のうちに雄邁の気魄の閃めく如く感じた>と記しているが，大著「支那」の著者としての彼については何も述べていない（同 p. 146-47)。

6）大日本帝国地質図説明書その他　パリ万国博覧会に出品した百万分一地質図は，調査所創立以来16年にわたる調査事業の総決算で，図のできた明治31(1898) 年に，小川は新たに入所した井上禧之助と佐川栄二郎に相談して，その説明書の刊行が望ましい旨の意見具申をし，所長から諸君が当るならと許可されたものである（生涯 p. 74-5)。小川は第１編地形編・第２編地質編のうち第三系をのぞく全部計171ページ，佐川は第三系の25ページ，井上は第３編応用地質編全部で181ページを分担，明治33年刊行。なお，この百万分一地質図説明書の英文版 "Outlines of the Geology of Japan" の発行は，正式の記録では1902年になっているが，パリ万国博の際，すでに印刷され携行され寄贈されている証拠がある。　和田維四郎の「日本鉱物誌」の英文版 "Minerals of Japan" (1904) は，和田の依頼で小川が英訳したが，劈頭の文句がどう訳しても堂々とした文章にならないのにこまりはてて，マルコポーロの旅行記に黄金国と伝えられた日本は鉱物の種類に富む，という書き出しにした。<先生の許容を乞わなんだが，先生はこれに満足されたらしかった>（生涯 p. 256)。
小川の調査による20万分１地質図および説明書は，高知（明34, 35)，木本（明36)，鳥羽（明37)，珠洲岬（明39, 40)，輪島（明41）である。

などが出てくると，文科の学生にはもうお手あげだった。歳差などについても話されたようですし，それに，ご自分にはよくわかっておられるから，噛んでふくめる式の話し方はされなかった。まったく初耳の聴き手には，のみこみかねることも少なくなかったようです。

村松 先生が文科大学の学生の指導の必要から，人文地理学の研究にも手を染められたのは，明治の終り大正の初めの頃のように見受けられます。「近畿地方の土地と住民」（京都府教育会講演，小冊子としての刊行は大正4年）では，条理制，垣内式村落などの問題を取りあげられ，一方相前後して「越中国西部の荘宅について」（地学雑誌，26，大正3）を発表，さらにまた一方では「信濃国梓川の氷河遺跡」，田中秀作さんと連名の「常念山脈南部における氷河作用について」（以上2編，地学雑誌，26，大正3）も発表されています。〔山崎直方「飛驒山脈における氷河作用について」も同年発表〕

米倉 先生の人文地理の研究は，単行本として「人文地理学研究」（昭和3）にまとめられています。〔「近畿地方の土地と住民」もこれに収録〕。

織田 先生はパッと着想されるとすぐ実行され，その結果を講義にとり入れられたと聞いています。

小牧 それで講義にねうちが出るんだ。

村松 先生はしかし，講義のノートは作られなかったようですね。よく原書を机の上にならべられて，それをあれこれと取り上げて講義されました。学生の間では，小川先生のノートをとれたものはいない，っていうことになっていましたね[7]。

小牧 私はそれが救われた。入学したのが大正8（1919）年9月。先生はその年の10月からヨーロッパへ行かれる。前々から皆が先生の講義はわからん，わからんという。やはりそれが耳へ入っておられたのだと思う。最後の学生の私まで逃げたら，ちょっと困るなと思われたのか，2回か3回だったけれど，わかるように講義して下さった。あとは本をあてがわれた。1冊は R. D. SALISBURY の Physiography，もう1冊は A. GEIKIE の Textbook of Geology，これ読んどきたまえと。その点よかった。読めばわかるのだから。

村松 小川先生は居住地理という言葉をよく使われました。集落地理といい出したのは石橋先生です。ぼくは居住地理の方がよかったと思う。habitat，habitation は今では国際学界の用語になっているのですから。

中国歴史地理の研究[8]

小牧 先生が一ばん得意なのは，やはり中国の歴史地理関係のことですね。たとえば，「支那上古の地誌としての禹貢と山海経の価値」（芸文，3，大正1），「支那上古の天地開闢及び洪水伝説」（芸文，4，同2），それから「東西文化民族の地震に関する神話及び伝説」（芸文，15，同13），「穆天子伝考」（狩野教授還暦記念支那学論叢，昭和3），「阡陌と井田」（支那学，5，同4）。このほかに長短併せて少なくとも10編，この当時ヨーロッパの地理学者で漢文の読めるものはいなかったでしょうから，中国のこういうことを——それが特殊講義の地理学史にも出てきたわけですが——やれる学者は，世界中で小川先生ただお一人で，またたいへん独創的なものです。地図関係では「近世西洋交通以前の支那地図に就て，（地学雑誌，22，明治43，これは京大着任の2年後），これも小川先生の独壇場で，ほかの誰にもできない。

織田 中国の歴史地理や地図学史に関する点では，王庸の「中国地理学史」（1938，商務院書館）などを見ると，小川先生に従って書いているところが多いですね。引用個所の肩に「日人小川」とみな書いてある。中国の歴史地理の研究の大綱は先生の論文で尽きているといえるかもしれませ

7) 講義のわからなさ を具体的に記したものは少いが，一例をあげると，＜先生の生物地理学の特殊講義は‥‥ノートはもたれず，英・仏・独の数冊の原書を携行されて，その中からあちらこちらを拾い読みをされて講義を進められた。先生にはこれらはあたかも地層の露頭を指摘されたようなもので，それを連ねると立派な地質図のような講案がまとまるはずと期待されたようである。しかしわれわれ低能児にはその間の脈絡をつける能力はほとんどなく，高根に咲く色とりどりの花を垣間見る思いで聞き流してしまった＞（米倉二郎，「小川先生と地理学」，地理，15-12，1970，p. 34）。

ん。漢籍を縦横無尽に読んで，その意味をとるなどということは，とうていわれわれにはできません。「山海経」なんか「中国古典文学大系」に出ていますが，読んでもよく判りませんね。〔こういう歴史地理の講義は地理専攻の学生だけが聞いた，と宮崎市定は述べている（東方 p. 162)。小川の講義は地理学専攻生にも分からない，といわれた理由の一つは，こういうところにもあったのではなかろうか〕。

織田　日本群島地質構造論第二稿を置き土産として地質調査所を去られた小川先生は，京都ではまず全く目先の変った「支那地図」，「禹貢と山海経」，「天地開闢と洪水伝説」を発表され，しかも一方「信濃国氷河遺跡」を採りあげ，同時に「垣内式集落」や「砺波の散村」の解明にあたるというお仕事ぶりに，学問の領域の広さと造詣の深さを感じます。フンボルトを大へん尊敬されていたと聞きましたが，万有科学者としてのフンボルトに，先生は大いに共感され心服されておられたのでしょうね。

村松　小川先生はやっぱりあらゆる方面における開拓者ですね。自信があったんですな。あの先生は絶対にほかの先生をくさしたりなさらなかったですよ。

小牧　小川先生の学問的業績から大きな影響を受けたのは，村松君と米倉君でしょう。

織田　村松さんのライフワークの砺波平野の散村の研究は，小川先生の弧立荘宅の論文，米倉さんのライフワークの条理の研究も，さかのぼれば小川先生の最初の人文地理学的研究「近畿地方の土地と住民」にたどりつくわけですからね。

実習や発掘

織田　ところで，小川先生は実習や発掘などには，あまりお出かけにならなかったのですか。

小牧　いや，近くてすぐ行けるところとして，学生をよく八瀬につれてゆかれたと聞いています〔民俗調査，東方 p. 162〕。それから，考古学ができ，その教授の浜田先生が留学中，考古学も担当されたそうで，その時は発掘にも行かれたとのことです〔史学科講師喜田貞吉らによる河内の国府の発掘（東方 p. 173)〕。しかし浜田先生の帰朝後は，当然浜田君に委せるという配慮から，ご自身

8）支那歴史地理　この方面の業績は「支那歴史地理研究」正続２巻，1928・9，として集大成されているが，その定年退職後に執筆の岩波講座地理学「支那古代地理学史」(1933) から摘記すると，＜西洋の地理学史家は，近東・ギリシア等の古伝承に含まれた地理学的知識の断片を収集して大成したが，東亜の地理学史建設に対しては，そのような努力はいまだ尽していない‥‥。　地理学者中この問題を初めて取り扱ったのはリヒトホーフェンである＞(p. 4)。　貝塚茂樹によると＜西洋の地理学者で，また支那学者のなかで，一ばん父が敬服していたのはリヒトホーフェンです。リヒトホーフェンはスケールが大きくて，尋常の学者ではないと，非常に高く評価していましたね＞（東方 p. 176)。　また小川自身＜リヒトホーフェンの我々を啓発した功績は，欧米の踏査に熟練した眼により，支那本部の土地に対して，その地盤の成立・構造・変動に基づいて，その現在の地勢・地形を記載・説明した点が最も著しい‥‥。その事物の根底に徹する観察と，総括組織する能力の非凡なるとは，恐らくフムボルト以後第一人であるとして過褒ではあるまい。故に東亜の土地と住民とを論ずるものは，リ氏の研究を出発点とするにあらざれば，確かな立脚点に立つとはいえない＞(「東亜地域の概観」，地球, **12**, p. 85, 1929)。　しかし＜リ氏自身の支那文献の研究は，みずから漢文を読んで行われたのではないらしく，また古代地理に関しては禹貢等の限られた文献しか参考していない。大著作『支那』巻一の３分の２を占める“支那についての知識の発達”と題する大篇の綱目の立て方は大体模範としうるが，支那の地理学の歴史は，リ氏とはよほど異った資料によって結構する必要がある＞と，大別して５種類の資料を挙げている（上掲岩波講座 p. 4)。　小川から算えて５代目の京都の地理学教室の主宰者水津一朗によれば，要するに＜リヒトホーフェンが研究の始めにとりあげた『尚書禹貢』を‥‥小川は秦代のものと断じ‥‥，より古い『山海経』にとり組んで，その淵源は殷・周にまでさかのぼること‥‥，また，この歴史的世界と西域・オリエントなどの西方世界とを関連づけることに努めて，地理的視野の拡大をイスラームを含む東洋の側から明らかにしようという，今では自明の方法論の一つの端を拓いたのである＞（地理評，**44**, p. 567-8, 1971)。　以上の一連の研究の発表当時について，森　鹿三は＜非常に熱意をもって次々に大作を発表されました＞と語り，吉川幸次郎は＜熱があった。わしでないとわからんのじゃないかという自負を感じた＞と述懐している（東方 p. 168)。

で出かけられることはなかった。ただ大正14年，長崎県から北高木郡有喜村の貝塚の調査を浜田先生に依頼して来た時，先生はぼくに手伝いに行けといわれた。野外で仕事ができるように私を仕立てておかなければ，というお気持から と 思います。そして，当時学生だった貝塚さんを，茂樹もつれて行ってくれないかといわれ，一緒に行きました。自分のお子さんながら，いずれ歴史か何かやるようになるだろうから，その時のためにというわけだったのでしょうね。

織田 小川先生のそういうご配慮と，小牧先生が先史地理学をおやりになったこととの関係が，おのずからはっきりして来ますね。

小牧 ぼくが３回生の時には，その年度の地理専攻の学生はぼく一人だったから，実習旅行にはお子さまを二人連れて来られて，にぎやかにして下さった。それが後の湯川秀樹さんと小川環樹さんです。また大正10年８月の田中阿歌麿先生の三方五湖の調査や琵琶湖の錘測にも，小川先生みずから田中先生に小牧の参加を願い出られて，湖沼学的調査方法を見ならう機会を与えて下さった。翌年の夏には，ご自身の山口県長門峡の地形調査に，その12月には約１週間島原地震の調査に，大正12年には関東震災の調査に，いっしょに来るようにとのご命令で，おかげでいつとはなしに，発掘やフィールドワークの要領が身についたのはありがたいことでした。

ところで，前の講義の話と関連すること ですが，地理学談話会は，実は小川先生が来られて３年目の明治43（1910）年１月にはもうできたのです。ただ昔は専攻学生のない年もあったので，続きにくかった。大正８（1919）年に入学して，自分らが地理談話会をはじめたように思っていましたが，実はただ復活させただけなのでした。なお，小川先生は演習なんてやられたことはなかったのに，一ぺんやろうと，ぼくの演習用にペーターマン地理学報告に出た山崎先生の瀬戸内海の海底地形の論文〔留学中の研究業績。同報告，48，(1902)，245-253〕をさがしてきて下さってね。それでこれ読めって読まされたんです。

地理学専攻の学生のことなど

織田 とにかく，小川先生が講座主任だったころ，地理の学生は少なかったんですね。

小牧 最初の地理学専攻の学生が寺田貞次さん，次が中野竹四郎さんで，満鉄の調査員として東部内蒙古や吉林省や黒竜江省を調査されました。大正２（1913）年に内田寛一さんが卒業。その内田さんが助手時代に，来遊中のヘットナーを案内して飛騨山脈東辺の地形観察に行き，ヘットナー石が発見された。その関係で，大正４年卒業の田中秀作さんは氷河問題を卒業論文でとり上げ，小川先生と連名で低位置氷河論の発端となった論文を発表したのです。〔その数年後 ＜小川先生が北九州久留米付近で，大々的に氷河論を展開された＞ことは，松本唯一「憶い出の数々」（地質学雑誌，86，p. 423）に見える〕。下田礼佐さんは６年，伏見義夫さんと藤田元春さんは９年卒業です。

織田 そして大正11年卒業の小牧先生が最後の学生で，小川・石橋両先生の二代にまたがったのが小野鉄二先生ですね。「文学部五十年史」では，小川先生の文学部教授在任14年間の受講生は16名，卒業生は計13名となっています。

村松 藤田先生は専科を３年やって，二高へ検定受けに行って，検定を通られてから本科扱いになり，そして助手になられたのです。

地質学教室の創設

織田 話は変わりますが，地質学教室[9]ができたのはいつですか。

小牧 大正10（1921）年12月です。私が入学して約１ケ月後の８年10月から翌年の６月頃まで，先生が外遊されたのは，今思うと地質学教室新設の準備のためという意味もあったのでしょうね。

織田 地質ができてからも，小川先生は文学部の方へ，自然地理学など教えに来ておられましたね。

小牧 ええ，それはしかし，ほんのしばらくの間のことだったのではないかな[10]。私は大学院へ入ってからも，自然地理学に対する関心から，地質の教室へ入りびたっていた。その時よく会ったのが，三高の２年か３年の学生の小林貞一君だ。熱心な学生だなと思った。江原さんの弟子ということも知っていた。京大へはいるものと思い込んでいたら，東大へ行ってしまった。それが今の東大名誉教授小林貞一先生で，この日本地学史資料

調査委員会の委員長というわけ。因縁だね。なつかしいな，昔は・・・・。たぶんその頃，小川先生からちょっと出てこいやと，よく声がかかった。どかっ，どかっと，まとまって本が届いたんです。手伝いにかこつけて，実際は見せてやろうというお気持だったんでしょうね。何もわからないんだけれど，フンボルトや何やかや，次から次へと，いろいろたくさん来ましたよ。

織田　実際，地質の図書室には地理関係の外国雑誌なども創刊号からそろっていました。あれは小川先生の興味の範囲が多方面にわたっていたのと，中村新太郎先生がまた大へんな本好きだったことに，因るところが多いと思います。東京でフンボルトの百年祭があった時〔1959，4，24，フンボルト・リッター百年祭，国立博物館で3講演，翌25日，展示会〕，フンボルトやリッターの本について東京から問い合わせがありましたが，上野図書館に御寄贈（後述）になった小川先生旧蔵の，フンボルトの「新大陸熱帯地方旅行[11]」をはじめとするその他の本のほかに，地理教室からも小川先生の時に購入したリッターの本などを出陳したのではなかったかと記憶します。

小牧　朝鮮の地質調査所におられた中村先生を京都へ呼ばれたのは小川先生です。あの先生は粘り屋で，和泉砂岩の地帯から半島を縦断して紀州の白浜まで1週間，毎日地質調査を続けて，ご自身ヘトヘトにへばられながら，ご指導して下さったこともあった。とにかく中村先生は，歩かなんだらきげんが悪い。小川先生もそうで，自転車ではあかんぞ，ときびしかった。

織田　石橋先生が病気で休んでおられましたから，ぼくはよく中村先生のところへ行きました。

9）地質学鉱物学教室　京都大学創立以来の理工科大学の「理」を独立させて理学部とする計画は，大正の初めに具体化に向かい，同6年には文学部の小川が博物学教室創設委員となり，科の立案には九大の河村幹男が委員として参画，大正10年4月に地質学第一・第二・地史学・鉱物学の4講座が設けられて，松山基範・小川琢治・中村新太郎・松原　厚がそれぞれの担任と定められた。しかし小川以外は，当時海外留学中の助教授のため，学生をとったのは大正12年で，したがって第1回卒業生の出たのは14年度である。図書室は蔵書5万をはるかに越え，その充実ぶりは世界的に著名で，古典の貴重本も少なくない。その収集には中村新太郎の功績が著しい（日本地質学会：「日本地質学会史」1953，p. 108-9)。上記図書の収集には，教室の開設から学生をとる迄の大正11～12年が，ドイツの恐るべきインフレーションの時期（その極限では1ドル＝4兆2400億マルクに達した）に当っていたことも大いに幸いしていた。

10）文学部における小川理学部教授の講義　「東方学」の座談会記事末尾の略歴にも，「史林」27巻24号所載の履歴書にも＜大正十年十二月十九日文学部勤務ヲ免シ・・・・史学地理学第二講座分担ヲ免シ・・・・＞とあり，文学部での講義はせいぜい当該学年度末までと表向きには受け取れる。また座談でも＜文学部の講義は，中村さんに・・・・＞との発言〔これは退官後のことと取りちがえての発言〕が見られる。しかし定年退官もま近い昭和3年には，文学部の学生のための普通講義「自然地理学概説」と特殊講義「生物地理学」が，昭和4年度にも文学部で「東亜および日本の地誌」の講義が行われたことは，米倉二郎「小川先生と地理学」（地理，15-12，1970，p. 34）に見え，昭和4年卒業の宮川善造も＜2，3人の同級生と親しく特殊講義を聴き＞と述べている（東方 p. 177)。織田武雄氏の京大文学部事務室での取り調べによれば，理学部へ転出後の小川教授の文学部における講義は，大正11，12，13年には確実に普通講義も特殊講義も行われ，11年には演習も担当。なお文学部での同教授の講義の受講生は，大正13年から昭和7年卒業の者まで含めて32名にのぼる。文学部での講義は，外遊などで中断されたことはあったが，その退官に至るまで引き続いて行われていたのである。この事実は，自叙伝の表題で「一地理学者」と自認されている事実と，正しく呼応し，それを裏付けるものと見るべきであろう。

11）「新大陸熱帯地方旅行」は，二つ折りおよび四つ折り本30数巻の大作で，1807年から1827年までパリで著述，出版は1834年までにわたり，独・仏・英の縮刷版は10数種にのぼる。京都大学の地質学教室の開設に先立って欧米へ出張した大正8（1919）年，ライプチヒの一書店（パリ万博派遣の時にも立ちよった珍本所蔵で有名な，また貝塚茂樹によれば＜うちの父はそのものすごくいいお得意だった＞古書店ヒルゼマンと推定される）で，露国貴族の家から出た〔ロシア革命は1917年〕＜完篇に近い一部＞を発見してあがない得たもの。＜著者一生における最大の掘り出し物＞と，古書愛好家小川は快心の述懐をしている（「地質現象の新解釈」の口絵裏面の説明文)。

何についても詳しい先生でした。よく雷を落とす先生でしたが，御自身は雷が大嫌いで，いつか先生の研究室へお伺いしていた時，遠くでゴロッと雷の音がしましたら，オッ君帰ろう帰ろうって，そそくさと帰られました。皮肉屋でおもしろい，いい先生でしたね。地質は第一次大戦後できたのと，実験講座だったので，文学部の地理教室などとは較べものにならないほど図書費もありましたので，地理で買ってもらえない本を，中村先生にお願いして地質で購入してもらったこともありました。

石橋五郎先生

米倉 小川先生に代って地理の講座主任になられた石橋先生は，きちきちとした御性格でした。お二人はいろいろな点で大分ちがっていました。片一方はドイツのラッツェルで，一時間に何べんもラッツェルが出てくる。小川先生は水津君も書いているように〔水津一朗（1971），地理評，44，568-569〕，ラッツェルではなくフンボルトに親しんでおられた。講義の仕方も，小川先生のはノートなしで，何を言っておられるのかわからん，というのが一般の評判でしたが，石橋先生は，法則・定律が好きで，筋道の立ったきちっとした講義で，概説としてはあの頃一ばん判りやすいよい講義でした。

村松 石橋先生の経済地理学も人口地理学も，ラッツェルによるところが多かったですね。

織田 石橋先生の講義をもとにしたのが別技篤彦君の「人文地理学通論」（昭和10）です。あれは，石橋先生が永年の講義案を別技君に命じてまとめられるつもりだったのですが，途中で先生は健康を害されたために，それに基いて概説書を書くようにと別技君にいわれて出た本なのです。ですから石橋先生の人文地理学に対する新しいお考えがうかがわれるわけで，あの前には佐々木彦一郎さんの「人文地理学提要」（昭和５）が出ていたくらいでした。

小牧 体は丈夫でなかったけれど，鋭いものがある先生でしたね。よく休まれた。その代わりに岡田武松さんを呼んで講義〔昭和９〕やらすなんていうことを平気でやられた。石橋先生だからできた。

織田 その岡田先生の講義にはぼくも出席しました。確か石橋先生とはご郷里が同じ佐倉だということですが。石橋先生の著作目録は「地理論叢第８輯」（昭11）に出ていますが，「唐宋時代の支那沿海貿易港」（史学雑誌，12，1901）は内田銀蔵先生が感心されたと伝えられていますし，単行のものとしては「武庫付近集落の変遷」（大３）や小野鉄二先生と共著の「日本の人口密度図」（大14）などの先駆的な仕事もされています。昭和７年に小牧先生が中心になって，地理学教室から刊行された「地理論叢第１輯」の巻頭に執筆された「我が地理学観」は，当時大きな反響を呼び起こしましたね。

小牧 石橋先生が歴史畑からああいうところへ到達されたのは，やはりえらいことだと思います。留学して勉強して来られたのがラッツェル，以来忠実にそのラッツェルをやられたのだろうけれども，自分自身としてはこう考えるという，あれがその決着点なのではないですか。

織田 村松さんは石橋先生時代に助手をされたので，石橋先生についてはもっともよくご存知でしょう。

村松 卒論の伊賀の集落の研究などは石橋先生の御指導によります。しかし私の在学中は，先生の休講が多く，一方集落地理には前から関心がありましたので，大和平野の環濠集落などについては，小川先生をお訪ねして多くのアドバイスを受け，ほんとうによかったと思います。

織田 米倉さんも条理などについては，やはり小川先生のところへ行って‥‥。

米倉 いやあ，とにかく，卒論どこにしようか，というようなことで，相談にのっていただいた[12]ことがあります。

小川先生の日本地図帖

織田 小川先生の「日本地図帳」が出版されたのは，先生が地質へ行かれてからですが，着手されたのはまだ文学部においでの頃だったのでしょう。

小牧 ぼくが入学した大正８年に，仕事はもう始まっていました。実際の仕事には主に藤田元春さんが当っておられた。５万分１地形図に基づいて地図帳を作る。同時に全国の地名の読み方の定

本を作ろうという考えで，各府県郡区役所に照会した。それに3年5ケ月かかった。その問い合わせの結果をまとめたのが，「市町村大字読方名彙」(大12) 約400ページです。そのほかに「日本地図帳地名索引」(大12) も500ページくらいの別冊として出版されました。これには「難読地名彙」がついていて，一尺八寸山（ミオウヤマ），三足一歩山（ナナガシラ山）というようなたぐいが網羅されているのです。地図帳より読方名彙や索引の方が先に出たのは，東京の印刷所で地図が刷りあがり，まさに地図帳ができあがろうという時に，関東大震災で全部灰になったからです。さいわい百数十枚の地図の銅原版が助かり，大阪の印刷所で，印刷版の製版と印刷を行って，大正13年の末に出版されたのです。

織田 小川先生とすれば，日本にもタイムズやスチーラーやアンドレーのアトラスに匹敵するものを，という意気込みで作られたのでしょうね。出版した博多成象堂は小さな本屋だったようですが，定価36円でしたから，当時としては大事業ですよね。後に「地球」の出版を引き受けたのはここです。

雑誌「地球」の刊行

小牧 「日本地図帳」の出た年の初めには，地球学団が発足して「地球」が創刊されました。それが一つの刺激となって翌大正14年には東京で「地理学評論[13]」が出るようになり，日本の地理学界の活気を招来した意義は大きいですね。地球学団結成の原動力は小川先生です。先生は地学協会や地学雑誌に大へん熱意をもって，地質調査所時代にも熱心に編集に当っておられた。埋め草もご自分で書いておられたということです。〔学生時代つまり明治27 (1894) 年以降には，地質学雑誌の発行に尽力 (生涯 p. 31-3)〕，京都へ移られ，そういう仕事から離れられて，非常にさみしかったらしい。何か作りたい，作りたいとぼくらにも言っておられた。たまたま大正12年になって，何とか出来そうだと見当をつけられて，中村先生に，それから石橋先生にも呼びかけ，3人が手をつないで出すことになったのです。ご自身でお膳立てをされた地質学教室はでき，図書の整備も期待以上に順調だし，大正12年，はじめて採った学生も6名の卒業生を送り出すことができたほどの人数で，先生はさいさきよしと大いに張りきり，まさに水を得た魚のように勢いづいておられたと思うんです。文学部教授時代には地質学方面のお仕事やその取りまとめまでは，なかなか手が廻りかねるように見受けられました[14]が，その発表の場としての「地球」が創刊されると，今までの蓄積やその裏付けと考えられる関東大地震の調査結果などを，論文としてつぎつぎに発表されました。深発地震[15]というようなものをちゃんと見越して，すでに第1巻 (大正13年3・5月) で論じておられるんですからね。

村松 じっさい，小川先生，いつも巻頭論文を書いてらした。ほとんど毎号寄稿，という力の入

---

12) 小川先生の弟子　理学部の地質学鉱物学教室が開設されてから9年目の昭和4年に，文学部史学科の地理学専攻課程を修了した宮川善三は，<単独で（小川先生に）卒業論文の指導をしていただいた>（東方 p. 17）と述べているし，太田喜久雄は<私は昭和5年に京大文学部史学科を出た地理学専攻の，小川先生最後の弟子8名のうちの一人>（東方 p. 178）と記しているが，この年は小川先生の定年退官の年にあたる。太田喜久雄より後に卒業した者のうちにも，小川先生の受講生は12名いる。米倉二郎はその一人である。

13) 地理学評論季刊案　小川は「東京帝国大学教授山崎直方君を悼む」（地球，**12**, p. 159-162）の中で，<あたかも大正13年1月から本誌〔地球〕を発刊した際に，その計画〔日本地理学会の創立と地理学評論の創刊〕を君から聴いて，年四回の予定なるを知り，月刊雑誌とすることを君に勧めたのは今も記憶に新なる一挿話である>と述べている。このことは「日本地理学会五十年史」p. 3（昭和50年）にも記されている。

14) 汎太平洋学術会議での発表　1923年のオーストラリアでの同会議に提出の論文 "Significance of Volcanism in the Mountain Building of Japan and the adjoining Pacific Islands" で，小川は日本群島の場合を概括して<in a word, the volcanism proceded the orogenic movement>といっている。（地球，7，p. 9）この結論は「地球」の創刊以前に，すでに小川が，やがて公刊される「地質現象の新解釈」の構想と見方に到達していたことを示している。

れ方でしたね。〔地球は６ケ月分６冊で１巻とした。第１巻530ページ中199ページ（37%）は小川の執筆。創刊から終刊まで13年半27巻におけるその寄稿約100編。ただし３ケ月に連（分）載の場合は３編と計算〕。小牧先生も創刊号の「地理学者としてのカント」を手はじめに，ずいぶんよくお書きになりましたね。

小牧　月々の雑誌で小川先生ががんばっておられる。弟子たるもの，それを見て，怠けてはおられんのはあたりまえじゃあないかってね。〔創刊～終刊の寄稿48編〕。藤田さんもよく書いておられた。ことに新刊紹介・雑報・質疑応答などの欄で大活躍だった。中村新太郎先生もよく書かれたし〔創刊～終刊38編〕，そのほか新著紹介や雑報欄にまでまめに執筆された。また「新訳日本地学論文集」〔外国語で書かれた原田豊吉・ナウマン・ラインなどの，手に入れることの容易でない日本の地学文献の翻訳，13～17巻に17回に分載〕は尻切れトンボに終りましたが，いい企画でしたね。

織田　「地質現象の新解釈[16]」が出たのは昭和4(1929)年，定年退官の前年です。あの大著〔内容の主要部分はあらかじめ「地球」の第１・４・７・８巻に発表〕は，日本群島地質構造論の線上における小川先生のライフワークの総括ですね。

村松　そういえば先生は，その前年の昭和３年には「人文地理研究」をまとめられ，その秋には「支那歴史地理研究」を出されました。昭和４年には，いま話にでた「地質現象の新解釈」の数ケ月後に「続支那歴史地理研究」が刊行されました。生涯のお仕事を締めくくられるお手際も，まことに鮮やかですね。

還暦とその後

小牧　その上，翌昭和５（1930）年は先生の還暦，つまり定年退官の年で，その時には自作の漢詩56首を収めた私家版の漢詩集「桑蓬集[17]」を上梓され，僚友や知人に贈られました。〔この折に献呈された「小川博士還暦記念論叢」第一・二部には，史学・地理学・地質学・鉱物学の諸分野の論文56編が収められている（京都大学文学部五十年史による）〕。

米倉　「地球」に掲載された先生の人文地理的な論説には，政治地理，政治学者のみた国家，国

15) 深発地震　地球第１巻所載「深発地震の本性」における深発地震とは，次のような意味のものである。関東地震のように震域の広大な地震，あるいは地表面に生じた地変の規模に比して震害の甚大で震域も広い地震は，震源がはなはだ深いはずであり，それを１点もしくは１線と考える従来の震源説では説明しがたいし，さらにそれを従来慣用の構造地震または断層地震とも認定しがたい。そこで地震現象の根源は作業仮定的にマグマの運動にあるとし，カール・フリードリッヒ・ナウマンの「地質学」第１巻（1848）における plutonic earthquake の語を，深発地震として復活させ，上述の意味合いの地震の呼称としたのである。このような考えはすでにフンボルトやダーウィンによって提起されていた。観測によって存在の確認された震源の深い地震――現行の意味における深発地震の発見は，３年後の「地球」，7（昭和２），p. 11に報ぜられている。

16) 地質現象の新解釈　日本群島地質構造論・西南日本地質構造概観時代の小川は，ジウスの影響を強く受けて収縮説の立場に立っていたが，その後火山・地震などの研究と，フンボルトへの景仰傾倒の結果，収縮説から転向して，深発地震を原動力として地殻の変動と構造を説明できるとの考説に到達した。その経緯の大要は，「地球」第１巻の自称三ツ組論文「関東地方の地勢および地質構造」，「ジウスよりフンボルトへの地震成因説の新転向」，「深発地震の本性」上・下にたどることができ，それを総括的かつ委細に説述したのが750ページの本書である。その巻頭を飾る色刷りのフンボルトの肖像画は，<象牙薄板に描いた油彩細密画で，‥‥遺族の家に蔵したのが偶然手に入った。多分80歳を降らぬ高齢の時に出来たらしい>（地球，1，p. 231）。なお，「新解釈」における<『火山作用は造山作用に先立って起こる』Volcanism precedes Orogenesis という考説を建てるに至った過程において‥‥最初の飛び石となっている>のは，明治29（1896）年提出の卒業論文のための，丹波高原の基性噴出岩の研究であった（生涯 p. 47）。

17) 桑蓬集　吉川幸次郎は<先生の詩は，素人の詩ではない。先生の漢学のたしかさは論文のほかに，詩という傍証があると思いますね>。また<要するに（先生は）直観にすぐれた偉い学者だと思いますね。でなければ自然科学と人文科学の両方にわたって，あれだけのお仕事はなかなか難しかったのじゃないでしょうか。そしてそういう学風の傍証となるものとしては，この「桑蓬集」という漢詩集を加えるべきでしょう>といっている（東方 p. 12，13）。

境に関するもの〔9・10巻〕があり，その延長線上のお仕事と考えられるのが「戦争の地理学的考察」〔11～13巻に9回に分載〕で，これは後に単行本「戦争地理学研究」（昭和14）として出ました。先生独自の刀剣の研究は，武器の文化史上の意義，日本刀剣の変遷，鍛刀工業成立の地理的要因，大陸交通との関係，技術の奥羽から近畿・中国への伝播，刀工の分布と各中心地の特色，刀剣の銘文が古銅器と共通の銘文様式をもつこと，その他さまざまなことを考究されたもので，まず「刀剣の地理的研究」（3巻2～6号）として，ついで技術伝播の上から別系統と見られる「九州刀工分布の歴史地理的意義」（8巻4，5号）と，大きく二編に分けて執筆されています。鹿児島の宿で骨董屋を呼ばれて何本かお買いになった，その場に居合わせたこともあります。なお「地球」の読者の息抜きのために設けられた「談叢欄」に書かれた「支那小説の地理」や「水滸伝の地理」（ともに第3巻，筆者名は如舟老人となっている）の，前者にはユゴーの「レ・ミゼラブル」の巻頭の辞の訳文や，ディケンズの小説中のある現場を調査した研究者の話が，後者には馬琴や種彦の話が出てきたりします。こういうところにも，先生の一面がよくあらわれていると思うんです。

小牧　定年退官の翌昭和6年の春，地質学会の総会の席上で，先生は神津俶祐・加藤武夫の両先生とともに，日本火山学会の創設を提案され，その実現を見ました。その年末には低位置氷河堆積物に関する一連の研究[18]〔「地球」には6年11月から9年2月までに，10回に分けて掲載された3編の論説〕の第1弾が出ました。学界に衝撃を与えたものといわれています。この氷河問題関係の諸論文の発表が，小川先生の「地球」誌上における掉尾の活躍になりました。実は「地球」も昭和5（1930）年の世界恐慌の影響による不景気で，読者が急減し，以来欠損額は増加の一方で，昭和12年6月，ついに休刊になりました。それから，先生の古稀の一年前の昭和14年に，地質といっしょに「小川博士古稀慶賀会」をやろうということになり，その時に講師の室賀信夫君と助手の野間三郎君が主になって，先生の蔵書中の稀重書の書誌的な目録を作りました。それが14年7月に，慶賀会の刊行した「小如舟書屋[19]蔵書目録」です。この目録にのっている書物は，先生の御永眠〔昭和16年11月15日〕ののち，ご遺族から上野図書館へ寄贈されました。

織田　なお，小川先生の著作目録は，昭和5（1930）年の「小川博士退官記念史学地理学論叢」に，また「台湾諸島誌」から御逝去までの著作年表は「史林」27巻2号（1942）に掲載されています。さらに地学関係以外の論述や随筆をふくめての，昭和5年5月以降の著作目録は，船越昭生君が京都大学人文科学研究所の助手時代に作りましたが，印刷されてはいません。では，このへんで，どうもありがとうございました。

（1983年12月20日受理）

18）低位置氷河説　中央日本と東北日本の氷成堆積物とその分布に関して，つぎつぎに発表された論文，ことに最初の「中央日本の洪積世氷河作用について」の第一稿は，日本の氷河問題研究に強烈な刺激素として働き，同問題に関する報告論文の発表の急増を招来して，本邦氷河問題研究史上の特異な一時期を現出した。年次別にみた氷河問題関係の文献総数に対する低位置氷河関係の文献数の比率は，昭和7年43％，8年27％，9年21％，10年7％，11年0％である。これはこの説の当否の決定的帰着を示すというより，むしろ協力者と亜流の減少と退潮によると見るべきで，戦後でも，この問題は辻村太郎・守屋喜久夫・岡本慶文らによってとりあげられている（日本地理学会1974年秋季大会シンポジウム「日本アルプスの氷河地形」，地理評，48-3，p. 152，170，1975）。

19）雅号「如舟」の由来　は「支那小説の地理」（地球，3，p. 297）の冒頭に述べてある。圧縮し省略を加えて紹介する。<「如舟」という号の出典は何かとしばしば聞かれ，「繋がざる舟の如し」の意味かと切り込まれたこともある。京都在住十八年間に引越し五回，平均三年に一度の移動は，不繋舟といってよいかも知れぬ。しかし，自分の「如舟」というのは「小如舟書屋」を短縮したもので，かつて三畳敷の書斎に書物を詰めて机を置いた時（地質調査所時代）に，蘇東坡が戯れに弟の子由に贈った詩に『宛丘（えんきゅう）先生長如丘，宛丘書院小如舟』とあるのに因んで，戯れに「小如舟書屋主人」と号し，「小」を小川にきかせて見たわけである>。書院を学舎とした引用例もある。ちなみに，戒名も，文敏院正誉常念如舟居士　である。

補注　史学地理学講座　昭和40 (1965) 年，石田竜二郎は「日本の地理学——その発達と性格についての小論」(地理，10-1，p. 44, 1965) において，明治19年（東京）帝国大学文科大学には国史と史学の講座があり，26年には哲・史・文の3科12講座となり，そのなかに史学地理学という一講座があった，と述べた。ついで昭和45年には，「山崎直方と小川琢治—東西両大学の地理学講座創設まで」(地理，15-12, p. 24-25, 1970) において，文科大学には早く（明19）から史学地理学の講座があったが，これは歴史学者の担当(L. Riess にはじまり坪井九馬三，箕作元八，喜田貞吉）によるものであったと，前言を補い訂正し，かつその性格に言及している。石橋五郎はこの講座の最初の地理学専攻の卒業生（明34）であった。その後，石田の「明治大正期の日本の地理学界の思想的動向——山崎直方・小川琢治の昭和期への役割」(地理評，44, p. 534-536, 1971)；中川浩一の「明治の地理学史——二〇・三〇年代を中心にして」(人文地理，27, p. 501-515, 1975)；吉田敏宏の「史学地理学講座における近代人文地理学導入の系譜」(京都大学文学部地理学教室編「地理の思想」p. 192-205, 1982) などによって，東京大学の史学地理学講座の誕生の経緯と時期，その実状ないし内容，日本の近代（人文）地理学の成立に対する意義や役割が明らかにされてきた。明治29年に文科大学国史科を卒業した内田銀蔵が，となりの教室にあたる史学地理学講座の実情を識らなかったはずはないし，地理の講義を聴いた可能性も考えられる。京都の史学科の開設委員の内田銀蔵が，史学地理学第二講座の担任者として小川に白羽の矢を立てたことは，嘉納治五郎が，第三者の推挙によったのではあろが，山崎直方に嘱目して高等師範学校へ迎えたこととともに，日本の近代地理学の確立にとって，幸せなことであった。なお，昭和3年に設置された台北帝国大学の文政学部にも，「西洋史地理学講座」があった。この構想ないし講座名も東京の文科大学の先例にならったものと思われる。

地学雑誌 93-3 (1984)

都市のための新しい地形図

——新１万分の１地形図の紹介——

長　岡　正　利*

New Topographic Map for Urban Area

Masatoshi NAGAOKA

国土地理院では，主な都市地域について，都市の景観，機能等を適確に表現し得る新しい１万分１地形図の作成を今年度より重点的に進めてきたが，このほどその基本構想が固まり，東京都区内をほぼカバーする地域の図についてこの４月より一般への発売を開始した。

従来，国土地理院が全国を対象として整備を進めて来た地図には，古くから一般になじみの深い５万分１，２万５千分１地形図等を始めとして各種のものがある。これらの図のうち，全国について作成されている最も縮尺の大きな地図である２万５千分１地形図を利用者の立場に立ってみた場合，山地や田園地帯にあっては細い道や散在する個々の住宅もほとんど表示され，精度の高いガイドマップとしての役割りを果たしている反面，都市部についてはその縮尺上の制約からかなりの省略表現を行わざるを得ないのが現実となっている。例えば住宅密集地域は一定のパターン化がなされ，細かに入り組んだ生活道路は多くが省略され，一方，地形を表現する等高線は全面が市街地となっている地形図の中では，まったくと言ってよい位に読み取れない等，市街地における使用に際してはいささかの不便をきたしていた（末尾の図参照）。これとは別に，都市地域の多くには，既に国土基本図や都市計画図が作成されているが，これらでは逆に，１枚の図に包含される範囲が狭すぎる等の大縮尺ゆえの使いづらさがある。

これまで国土地理院の地図といえば，「登山者のもの」というイメージが一部では強く持たれていたが，この一方では，人口の７割が集中している都市部についても，「もっと詳しい情報をもり込んだ使い易い地図がほしい」という各方面からの声が強まっていた。

このため国土地理院では，市街地における使用を前提とした都市の基本図ともいうべき地形図の作成について数年前より試作・研究を進めて来たが，冒頭に述べたとおりこのほど完成し，発売できる運びとなった。新しい地形図の縮尺を１万分１としたのは，高度に開発された都市の景観を省略することなく表現（例えば，建物については短辺４m 以上のものを全部表示。都市の貴重な空間である公園・緑地については園路や植栽の状況までを表現）できる最小限の縮尺が１万分１であることによるものである。

この新しい地形図では，上述のとおり，都市の景観的構成の詳細かつ適確な表現はむろんのこと，都市の持つ機能についてもかなり把握できる（例えば建物の密集地域について前述のとおり個々の建物を詳しく表示するほか，３階以上の建物，公共建物，商店街における建物をそれぞれ区分，また各種の緑地やオープンスペースをわかり易く表示）こと，あるいは，地形については，１mごとの等高線（主曲線２m，補助曲線１m）により，東京のように起伏に富んだ都市の微妙な地形が明瞭に把握できること等から，都市の再開発，防災等の各種計画策定のための基礎資料，あるいは各種調査のための貴重な資料として活用されることが期待される。

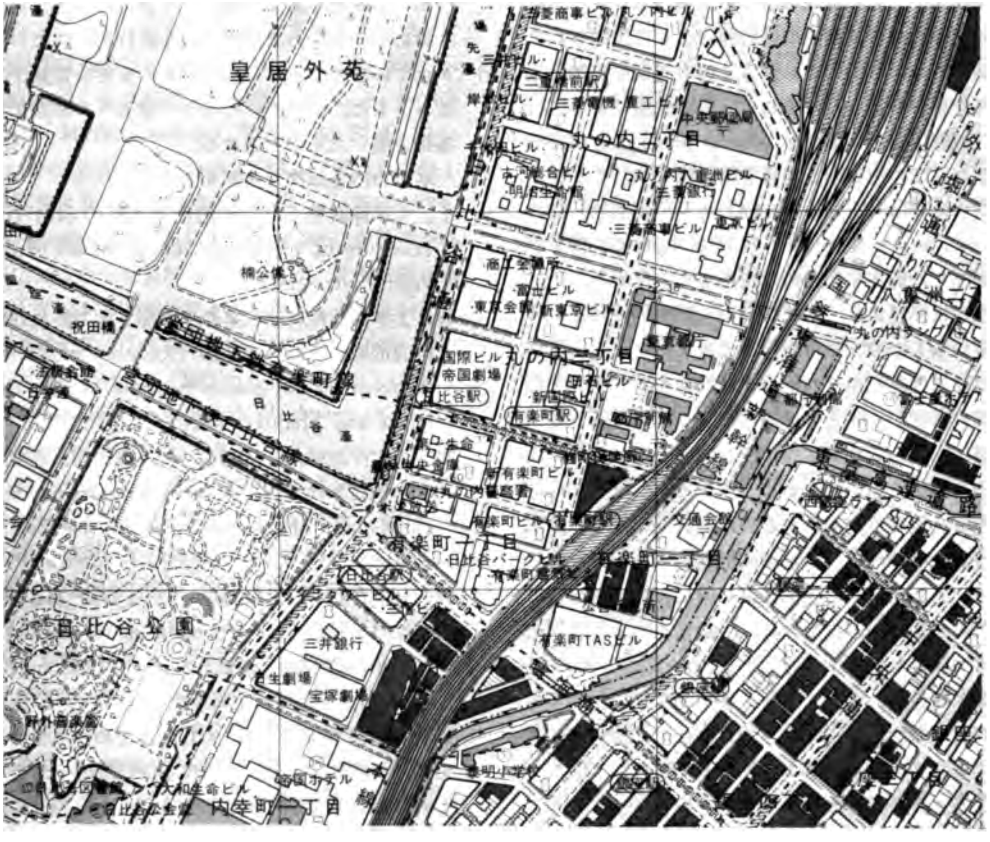
* 国土地理院企画部　Planning Dept., Geographical Survey Institute

また，従来の地形図には載っていなかった図書館，病院，銀行，デパートその他の日常生活に密着した各種施設をきめ細かく表示し，丁目・番地を入れているほか，携帯に便利なように折り図として販売するなど，これまでの国土地理院の地図には見られないような利用者の立場に立った工夫を随所に施していることから，一般の利用者にも都市のガイドマップとしての広汎な利用が期待できる。

１万分１地形図の整備は，今後，三大都市圏の都市地域を始め，逐次地方中核都市へも進めていくこととしている。なお，この地図の販売価格は350円で，この４月始めには全国で地図を販売している書店に並ぶことになるので，皆様方の公私にわたる積極的な利用を希望するものであります。

(1984年３月12日受理)





（図）　下は新１万分１地形図（５色刷）「日本橋」の一部。上は従来の２万５千分１地形図で下図の範囲を掲げる。上図では，建物が密集した市街地は記号化（総描，総合描示）され，その景観の詳細を読みとることはできない。

書評と紹介

IKEBE, Nobuo and TSUCHI, Ryuichi eds.: Pacific Neogene Datum Planes—Contributions to Biostratigraphy and Chronology. 288p., University of Tokyo Press, 1984, 12,000円

本書は大阪市立大学名誉教授池辺展生氏が提唱しプロジェクトリーダーとして1976年から1982年まで6年間にわたり実施してきたIGCP（国際地質対比計画—国際地質学共同研究計画と最近改称）プロジェクト No. 114 "Evaluation of the Biostratigraphic Datum-planes of the Pacific Neogene for the purpose of Globalscale Correlation"（太平洋地域第三系生層序基準面の国際対比のための検討）の最終報告として出版されたが，1つの目的のために多くの専門家の英知と協同作業がもたらした優れた成果の出版である。

標題にある「基準面（datum plane）」とは1966年東京での第11回太平洋学術会議におけるシンポジウム No. 25 (K. HATAI, ed. の出版物）において，ニュージーランドの HORNIBROOK 博士が提唱した層序学上の概念であって，化石あるいは他の根拠により，対比によって同時代と認定して連ねることのできる層序上の面を言う。この概念は浮遊性有孔虫その他の浮遊性微化石・ナンノ化石の研究が，陸上の地層はもちろん海洋底下堆積層にも及んで進展するにつれて，その有効性が認められ広く用いられるようになった。とくに浮遊性有孔虫種の出現期あるいは絶滅期によって規定された基準面は，きわめて信頼できるとみなされて，これによって新第三系の中にN4からN22にいたる基準面が提唱され，一般にそのような精細さで区分し対比する努力が重ねられてきた。珪藻，放散虫，ナンノプランクトンなどについても同様の概念が適用でき，また有孔虫については殻の巻き方向の変化等も同様に基準面として活用できることが示された。

さらに新第三系においては，これらの生層序学的基準面による対比の正否を，連続的に得られる古地磁気方位の正逆の変化の層序と，層序上の諸層位にある適当試料について測定されあるいはそれから推定される放射性年代と組み合わせて互いに吟味することができ，今や放射年代尺度上に前述のN4～N22等の生層序学的基準面を位置づけ，目盛りを作ることが可能となっている。他方，これらの新たに設けられた基準面と，もっと古くから積み上げられてきた貝化石や高等有孔虫化石などのメガ化石による層序区分や対比結果との対応を知ることも大切な一面である。

以上のようなことを念頭において，広い太平洋の海底と周辺の新第三系について，生層序学的基準面を確認し，その広がりを追跡し，場合によってはあり得る地域的の変化をも知ろうと，各国の協力を得て国際対比を進めるのが，このプロジェクトの主目的であった。その成果は，従来もいくつかの出版物や論文となって発表されてきたが，本書においていわば総括された最終的な成果が示されているのであって，きわめて重要な貢献であるとともに，将来のいっそうの発展への確固たる基礎を築いたものと言える。

本書の内容は次の4部から成る。

I．太平洋新第三系の浮遊性基準面の検討（Evaluation of planktonic datum planes of the Pacific Neogene）

II．太平洋地域新第三系の基準面と大西洋及び地中海地域のそれとの関係（Relation of Pacific Neogene datum planes to those of the Atlantic and Mediterranean）

III．太平洋地域内の諸地域における新第三系生層序と地質年代（Neogene biostratigraphy and chronology of selected areas in the Pacific region）

IV．IGCP-114：その活動と主要業績（IGCP-114：Its activities and main achievements）

Iの中には10論文があるが，その筆頭で T. SAITO が太平洋新第三系層序対比のための浮遊性有孔虫基準面についての1982年での知見を要約して諸地域別に5図に分けて表示し説明している。各表とも有用であるとともにこれを相互に比較した場合，広域にわたり亜熱帯性気候の支配していた中新世初期においては，諸区域に共通な1組の基準面で地域間対比ができるのに対し，中新

世中期以降においては，気温の低下に伴って生物地理区的な差があらわれ，いくつかの地区ごとに基準面が各独立に設定されることとなり，他の方法によって相互の対比を補わなければならないという状況が指摘されることは特に注意すべきである。

以下順次新第三系について南太平洋（低～中緯度）地域浮遊性有孔虫基準面（P. KENNETT and M. S. SRINIVASAN），石灰質ナンノプランクトンの基準面とその磁気層序目盛り定め（B. U. HAQ and T. TAKAYAMA），赤道～北太平洋の放散虫基準面（T. SAKAI），珪藻基準面（I. KOIZUMI and L. H. BURCKLE），基準面に関連させての大型有孔虫の進化史的ならびに地史的事変（C. G. ADAMS），東太平洋での軟体動物生物史と，その浮遊性基準面との関係（L. MARINCOVICH, Jr.），西太平洋での軟体動物生物史とその浮遊性基準面との関係（R. TSUCHI and T. SHUTO），磁気層序と年代層序（W. A. BERGGREN, H. NAKAGAWA, T. SAITO, N. J. SHACKLETON and K. SHIBATA），浮遊性基準面との関連における放射性年代設定（K. SHIBATA, S. NISHIMURA and K. CHINZEI）の論述がある。どの論文も明解な図表を掲げ，主要文献と対応させながら記述が要を得て簡潔なのがよい。

IIは約70pp. にわたるが，W. A. BERGGREN が執筆している。2論文から成り，その1は Proceedings of International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy, Osaka (1981) からの再録であるが，太西洋，地中海，インド洋～太平洋の新第三系層序の対比につき，地磁気層序，生層序，放射性年代を総括的に要約した成果である。基礎資料を明示する中で，THEYER and HAMMOND (1974)，THEYER et al. (1978) の深海底コア試料に基づく地磁気年代尺度と放散虫化石帯の対応結果を1基準としてとり入れていることを注目したい。パラテチス区のヨーロッパにおける諸階（stages）のこの基準尺度における位置づけも示されている。要約の結果を示した尺度表（第1・2図）と主要地域間の層序対比表（第3図），地史的変遷の要約図（第4図）いずれも重要である。論文のその2（II－2）では主として深海底掘削報告（Initial Reports, DSDP）の資料に基づき，大西洋，地中海，インド洋～太平洋における浮遊性有孔虫の生層序を検討したもので，新第三紀を通じ，時代が進むにつれて緯度差による地域化があること，鮮新世中期におけるパナマ地峡生成という古地理変化の影響，鮮新世後期における気候急変によるフォーナの急速な絶滅などが詳しく論ぜられている。結局画一的な基準面設定は困難で，地域ごとの多様な生層序化石帯の設定による対比が必要なことが説かれ，例示されている。

IIIは地区別に次の11論文から成る。

1. 北太平洋中新統の生年代（R. Z. POORE, J. A. BARRON and W. O. ADDICOTT）
2. 北東太平洋縁辺部新第三系の生層序一年代層序（J. M. ARMENTROUT, R. J. ECHOLS and J. C. INGLE, Jr.）
3. ニュージーランド新第三系の層序と浮遊性有孔虫基準層序（N. de B. HORNIBROOK）
4. オーストラリアとその沖合 Ninetyeast Ridge と Ontong-Java Plateau の有孔虫層序：新第三系基準面（R. S. HEATH and B. MCGOWRAN）
5. インドネシアの選定地区新第三系の生層序（D. KADAR and S. SOEKA）
6. アンダマン－ニコバルの新第三系（M. S. SRINIVASAN）
7. 台湾の新第三系（T. HUANG and T.-C. HUANG）
8. 韓国の新第三系（B. K. KIM, S. YOON and H. S. YUN）
9. 日本の新第三系生層序と年代（R. TSUCHI）
10. 北東アジア（カムチャッカとサハリン）の新第三系層序（Y. B. GLADENKOV）
11. 北太平洋各地区の新第三系軟体動物生層序骨組みの対比（J. M. ARMENTROUT, K. CHINZEI and Y. B. GLADENKOV）

いずれも図表を用い，文献と照合させながら簡明に要約されている。

IV－1では IGCP-114の活動と主要業績の報告がリーダーと幹事の N. IKEBE and M. CHIJI に

より記されているが，いわば事務的な経過報告だけでなく，研究目的達成に向けての学問的進展が具体的に示され，最終成果の一端として，とくに重要な浮遊性基準面の尺度を赤道地帯，北中緯度地帯，南中緯度地帯ごとに記し，その中の12基準面が，3地帯に共通する広域対比の Key datum となることを指摘している。

Ⅳ—2にはIGCP-114の活動に関連のある文献が総括的に列挙されているが，その総数は実に551点に及んでいる。

最後に本書執筆者（共著者を含め37人）のリストが挙がっている。

IGCPの数ある研究プロジェクトの中で，日本の学者がリーダーとなり，日本の研究者グループが主導して研究を完遂したのは，この114が今の所唯一の例であるが，そのすばらしい成功を心から喜ぶとともに，関係者の努力に対し深く敬意を表したい。茨木雅子さんはじめ縁の下の力持ちの仕事をした人たちがいたことも忘れてはならない。刊行について日本生命財団からの援助を受けることができたのは幸であった。

本書は第三系に関係のある研究者や技術者だけでなく，対比という地質学～地球科学の基本問題に関心を持つ人，さらに広域対比の結果を活用して地球史上の問題を研究したい人にも必見の文献であり，また組織立った国際共同研究遂行について1つの模範的な例を示しており，学史的には明確な一里塚を築いたものであるので，公の図書館・図書室や研究室に設えつけるべきはもちろんのこと，多くの人にとって必携の良書であると考えて，ここに書評を添えて紹介した次第である。

（松本達郎）

安成哲三・藤井理行：ヒマラヤの気候と氷河——大気圏と雪氷圏の相互作用——254頁，A5版，東京堂出版，3,200円，1983年

ヒマラヤは地球の岩石圏のうちで最も大気圏に突き出している部分であり，対流圏の大気の流れに対して機械的な大障壁としてはたらく。それは冬のシベリヤ高気圧，夏のモンスーン低気圧の形成を支配し，下流側に位置する我が国の気候にも大きな影響力をもっている。

ヒマーラヤは（雪の棲み家）という意味だそうだ。ヒマラヤとチベット高原はその高さの故に氷河が発達し，季節的に雪に覆われる。この地域の地表は大気に対する強い冷・熱源としても働く。

このように大気は力学的にも熱的にもヒマラヤが存在することの影響を強く受けている。ところが逆にヒマラヤが存在することによって生じるモンスーンがヒマラヤに雪を降らせ，氷河を発達させている。

ヒマラヤを舞台にして岩石圏（地形）——大気圏（モンスーン）——雪氷圏（万年雪・氷河）の諸現象が相互にどのように絡み合って発現しているのか，本書は知的魅力に満ちたその壮大なドラマを語ろうとして書かれた。このことは本書の副題としても明記されている。

二人の著者のうちの一人　筑波大学講師安成哲三（やすなりてつぞう）氏はより広域のモンスーンの変動に関する気象学的研究を進めつつあり，もう一人の国立極地研究所助教授藤井理行（ふじいよしゆき）氏は南極氷床の雪氷学的研究を主たるテーマとしている。本書のあとがきによれば，この二人の新進気鋭の研究者にとって，ヒマラヤでの気候と氷河の調査研究の体験がその後の研究の出発点となっているということであり，ヒマラヤは学問的故郷であるといっている。

二人が属している，そして我が国における雪氷研究のセンターの1つである比較氷河研究会のリーダー名古屋大学樋口敬二教授による序文には，むしろ嬉しそうに，この本は「ナラチブを………」という始めの期待とは違っていると書かれている。この期待とは1973年から行なわれている「ネパール・ヒマラヤ氷河学術調査（GEN)」のナラチブ（調査の意義，経過，行動の記録，成果を述べたもの）を本にしたいということをさしている。要するにこの本はナラチブというよりは，専門的，教科書的力作だというわけである。そして学問的記述にナラチブが混ったことをむしろ心配しておられる。しかしこの心配は無用であった。それよりも始めから教科書風な企画ではなかったということが最大限に生かされて，教科書だったら思いつきとして除けられるようなヒラメキ，アイディア，考え方が自由に語られており，

それが本書の最大の魅力となっている。氷河学はもともと実用的な要求から生まれたのではなく，知的好奇心から始まったということを思えば，自然をどうとらえ，どう考えていったらよいか，を興味深く随所で示唆している本書はこの別の見方から，最も伝統的な内容の本であるともいえよう。

詳しい内容の紹介は省き，章立てを次に列記してそれに代える。

1. ヒマラヤに降る雪——その地球科学的意味
2. ヒマラヤ周辺の大気循環
3. ヒマラヤ高地の四季
4. ヒマラヤにおける降水量の空間分布と時間変動
5. ヒマラヤ高地の局地循環
6. ヒマラヤ高地における熱収支
7. ヒマラヤの雪氷圏
8. 水循環と氷河
9. モンスーンに依存する氷河
10. ヒマラヤにおける気候と氷河の過去の変動
11. ヒマラヤにおける気候と氷河の変動のモデル

最後に2つほど本書に啓発され思いついたことを述べたい。その1つはヒマラヤ・チベット高原の隆起と第四紀の気候変動の関係である。チベット高原が隆起によってあるしきい値高度に達すると，高原状の地形という特性から，雪氷被覆率（年間を通じて100％であれば巨大氷床が存在）が急増すると予想されている。このことは氷期の東アジアの暖候季の循環が第四紀のある時期から急変した可能性があることを示唆する。第四紀の研究が進んでいる日本でこの証拠は見つからないだろうか。（なお，最終氷期以前には大障壁としてのヒマラヤ山脈は存在しなかったかのような記述が2か所ほどあるが，地殻変動速度に関する現在の知識から見て，この地域が最大級の速度を持っていたとしても，このようにはならないから，たぶん著者らの思い違いであろう）。

もう1つはないものねだりのような気もするが，氷河の空間分布に関する分析の問題である。たとえば内陸東アジアのような広域を対象とする時には，個々の氷河に関する観測データを積み上げて議論するにはまだ不十分である。苦労の多いそれだけに貴重なデータが得られる現地での観測に加えて，著者らのグループでは地形図・空中写真・衛星画像などをもとに広域の氷河台帳の作成に取り組んで来ている。この膨大なデータとそれに基づいた空間分布分析は，考え方は本書に示されているものの将来に残された課題のようである。更に氷期の雪線高度の空間分布などを知ることができれば，本書の極めて示唆的な幾つかの仮設の検討は大きく前進するものと思われる。

（野上道男）

協会記事

理事会（昭和58年度第7回　昭和59年2月10日）

出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長，坂倉，佐藤（茂），肥田，西川各理事，佐藤（久）・佐藤（恭）両監事

議　事：

1. 会員の入退会
   入会者：木村政昭，鈴木輝郎，竹内啓一，田中正央，二司哲夫，野田睦夫，畠山　勉，広川　治　以上8名
2. 人工衛星画像受信施設の見学会を3月21日実施することを決定した。
3. 万国地質学会議日本招致に関する検討会議からのアンケートに対する協会の回答文を決定した。
4. 昭和58年度に助成した研究調査の報告会を4月14日に行うこととした。
5. 協会の名称変更の件は，少くとも本年一杯はペンディングとすることにした。ただし現在困っている問題点の所在及び対策についてはその間でも理事会で検討することにした。

助成対象選考委員会（58年度第1回　昭和59年2

月20日）

出席者：佐藤（光）委員長，坂倉，佐藤（茂），佐藤（久），高崎，奈須各委員

議　事：

1. 昭和58年度助成研究報告会を昭和59年4月14日（土）14時～16時に開催し，引続いて懇談会を行うことにした。
2. 昭和59年度申請書6件について審議した。

経理委員会（58年度第1回　昭和59年3月2日）

出席者：佐藤(茂)委員長，黒田，高崎，西川各委員，坂倉理事，有田事務局長

議　事：

当協会の経理の現状について報告があった後，

1. 当協会の経理の今後の見透し
2. 59年度予算についての考え方について自由討議を行った

討議では，今後の問題として，建物・設備の保全費の確保，震災対策，調査研究費の蓄積（例えば基金として），公益会計と収益会計の分離等について意見が述べられた。

行事委員会（昭和59年3月16日）

場　所：学士会館本郷分館10号会議室

出席者：西川　治，五条英司，嶋崎吉彦，米倉伸之

議　事：

1. 5月26日（土）午後に予定している総会当日の講演テーマは，「リモートセンシングの地学研究への応用」とし，陸域と水域について各1人講演者を依頼することにした。
2. 以下の諸件について検討して，順次具体化をはかることにした。
   (1) 地方例会と巡検の復活
   (2) 在日中の外国人地学関係者に特別講演を依頼すること
   (3) 日本人による海外研究の成果について講演を依頼すること
   (4) 地質調査所と国土地理院にて研修中の外国人を招いて，日帰りないし1泊の巡検を行うこと

日本地学史資料調査委員会（第38回　昭和59年3月24日）

出席者：坂倉理事，小林委員長，石山，今井，黒田，諏訪，土井，湊，渡辺各委員

議　事：

1. 松本達郎氏，原田準平氏に依頼した回顧記事が提出され，順次編集委員会へ送付することとした。
2. 小林委員長から東北大学，秋田鉱専についても回顧記事を求めたい旨要望があり，前者については委員長，後者については渡辺委員が打診することとなった。
3. 伝記資料カードから選定し，先覚者伝記資料集を作成することとし，明治期に大学卒業した人（1888年頃までに生れた人）について，本年末までに編さんすることとした。
4. 委員会最終報告（案）を討議し，一部修正の上，決定した。
5. 委員会を解散することとなった。残務処理については石山が担当する。

庶務委員会（58年度第2回　昭和59年3月26日）

出席者：坂倉委員長，飯島，佐藤，中村，奈須各委員

議　事：

1. 第1回委員会で理事会へ提案することになったメダル作成及び協会名（英文）変更に関する経過の報告があった。
2. 昭和59年度の会員名簿作成は佐藤（茂）委員が担当することになった。
3. 当協会の紹介パンフレットは飯島，中村両委員が担当することになった。

地学雑誌特別号委員会（59年度第1回　昭和59年4月4日）

出席者：坂倉委員長，飯山，木村(敏)，佐藤(久)，諏訪，奈須，浜田，前島各委員

議　事：

1. 最近の地学―1983についてアンケートの中間報告があった。
2. 最近の地学―1984の体裁は1983と同じにすることにした。
3. 40編の掲載論文（案）に対し活発な意見の交換が行われた。

編集委員会（59年度第1回　昭和59年4月23日）

出席者：前島委員長，石川，井上，神戸，式，鎮西，浜田，松田，山口，米倉各委員
議　事：第93巻4号の編集について審議し，掲載論文などを決定した。

日本学術振興会昭和60年度海外地域研究センター派遣研究者募集要項
派遣地　募集人数・派遣期間
1. 西アジア地域研究センター
アンカラ（トルコ）　中堅研究者（教授・助教授級）1人6カ月～1年カイロ（エジプト）　中堅研究者（教授・助教授級）1人5～6カ月
2. アフリカ地域研究センター
ナイロビ（ケニア）　若手研究者（助手級）1人1年，中堅研究者（教授・助教授級）1人4～6カ月
書類提出期限　昭和58年8月末日
ご希望の方は資料がありますので協会事務局にお問合せ下さい。

訃　報

本協会会員　坂東祐司氏は昭和59年1月21日，種子田定勝氏は昭和59年3月9日，湊　正雄氏は昭和59年4月16日，渡辺　光氏は昭和59年4月29日　逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　和達　清夫

紙　碑

大橋良一先生の御逝去を悼む

〔1888（明21）・1・8―1983（昭58）・6・29〕



本協会名誉会員秋田大学名誉教授大橋良一先生は1983年6月29日に京都府長岡京市の病院で心不全のため逝去された。享年95.5歳。ここに謹んで哀悼の意を表する。

大橋先生は東京戸塚町（早稲田）の御出身で，1888年1月8日に生誕。1906年（明39）に私立開成中学を卒業し，1907年（明40）7月東京帝国大学理科大学地質学科選科に入学，1911年（明44）修了まで4ケ年に亘って小藤文次郎・横山又次郎・神保小虎の諸先生の下で地質学・鉱物学を学んだ。大橋先生は幼少の頃から地学に興味を持たれたが，大学時代にはとくに火山学・岩石学の研究に力を濯がれ，たとえば，伊豆大島や草津白根火山などについての研究論文を次々と発表された。

先生が選科を修了〔1911（明44・7)〕された頃に秋田に秋田鉱山専門学校が開設〔1910（明43・3)〕されて，先生はその招聘で24歳の若さで講師として赴任〔1912（明45・2・29)〕された。その後28歳の時同校の教授に昇任〔1916（大5・11・25)〕されたが，先生の溌剌とした教育と研究についての姿は全学の敬慕の的となった。秋田鉱専から秋田大学に定年退官〔1956（昭31・3・31)〕にいたる44年間の教え子の数は2000名に達した。

大橋先生は秋田に定住されて地方地域の地学的調査研究を重視され，秋田油田・男鹿半島などのグリンタフ地域の地質構造・層序などについて草分的研究を行われ，後の研究の重要な基礎をつくられた。先生の研究は火山や油田地域のほかに地域の金属鉱山地帯や温泉等に関するものも多く，とくに大正年間には小坂鉱山を中心とする黒鉱鉱床を精査された。当時黒鉱鉱床の交代説が主流であったが，先生は新しい考え方として「黒鉱鉱床海底温泉沈澱説」を学界に提議された。先生の考えはそのまま学界で受け入れられず，ずっと後，最近になって漸く其の考え方を支持する学者が多くなって，学界に定着した。

先生は学界で，まだ黒鉱論争が続いていた頃，留学の機会を得られ，論争は中断のまま２ケ年に亙って海外へ出張された。主に英国のケンブリッジ大学の鉱物学教室で HUTCHINSON 教授の下で研究を行い，その間に，西ケ岳産普通輝石と渋黒（玉川）温泉の放射性含鉛重晶石（北投石）に就いての２論文を1921年に英国鉱物学会で発表された。先生はまた留学中ヨーロッパ各地を巡回され見聞を広められたが，その際地質学上の古典文献を蒐集され，研究と教育の糧とされた。

先生の研究意欲は老年になられてもいささかも衰えず，地学の諸分野に広く発展され，近年は日本の地体構造論や氷河問題にも及んだ。

先生の長い研究活動を支えたものは先生の頑健な体力であったが，最も重要なものは学問に対する情熱であった。

そこで地球科学の諸分野の学会（東京地学協会・日本地質学会・日本鉱山地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本火山学会・石油技術協会・日本温泉科学会等）は先生の研究活動を讃えて名誉会員に推薦した。さらに先生の大学・学界などでの御功績に対し，勲２等瑞宝章（昭40）が授けられ，また地元秋田からは，秋田市文化章（昭26），秋田県文化功労章（昭34）が贈られている。

先生は1978年（昭53）に健康上の理由で京都の西方長岡京市の御息女の近くに居を移され，直ちに地域の地学研究を始められたが，間もなく病床につかれて，遂に心不全のため不帰の客となられたことは誠に残念なことである。

先生の長期の御教導に感謝し，ここに心からの御冥福を祈りあげます。

先生の御葬儀は昭58・7・9に谷中の菩提寺多宝院で行われた。御戒名は　元徳院智覚良道居士，御遺族は大橋初代夫人（神戸市北区鳴子 3-2，神戸ゆうゆうの里１号館319号）です。（渡辺武男）

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印 新刊

日本地質図　〒 450円

No. 5，日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No. 8，日本温泉分布図（組の場合1,950 〒500円）	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧	〃	930
No. 9，日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11，日本の火山（2版）	〃	1,350
No.13，日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14，日本鉱床生成図（鉱種・時代）	〃	720
No.15-1，日本鉱床生成図（モリブデン・タングステン・錫）	〃	940
No.16-1，絶対年代図（花崗岩）	〃	650
No.16-2，絶対年代図（変成岩）	〃	900
No.17-1，粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4，日本鉱床分布図（銅・鉛・亜鉛・マンガン）	〃	3,010
No.17-5,6，日本鉱床分布図（金・銀・水銀・硫黄・石膏）	〃	2,120
No.18，日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19-1，日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧	〃	990
No.20，日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21，日本温泉放熱量分布図	〃	1,310

A．日本地質図 第3版（1968，凡例英文）	縮尺1/500万	560
B．日本の地質概要　第3版（1975）	A5，英文61頁	770
C．日本地質図 第4版（1982，凡例英文）	縮尺1/500万	1,340

AとB組合せの場合1,030円，BとC組合せの場合1,810円

地質構造図　〒 450円

No.1，秋田	縮尺1/ 50万	890
No.4，伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5，信越地域活構造図	1/ 20万	1,560
No.6，秋田・山形地域活構造図	1/ 20万	2,060

特殊地質図　〒 450円

No.11，山形市北部　説明書付	縮尺1/ 5万	850
No.13，佐世保北部	1/2.5万	850
No.15，石狩沖積低地　説明書付	1/ 10万	1,240
No.17，鬼首	1/2.5万	650
No.20，東京湾とその周辺地域　説明書のみ	1/ 10万	1,080
No.21-1，豊肥地熱地域地質図　説明書付	1/ 10万	2,310
No.22，静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/ 20万	780

活構造図　〒 450円

▲No.4，札幌	縮尺1/ 50万	1,590
No.6，秋田	〃	1,710
▲No.7，新潟	〃	1,700
No.8，東京	〃	1,620
No.11，京都	〃	1,660
No.13，高知	〃	1,460
▲No.15，鹿児島	〃	1,440

水理地質図　〒 450円

No. 4，山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/ 5万	650円
No. 5，香東川・土器川・財田川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 6，愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 7，千葉西部	1/ 10万	650
No. 8，奈良県大和川流域	1/ 5万	650
No.11，長野県松本盆地　説明書付	1/ 5万	650
No.12，兵庫県南西部　説明付	1/ 10万	650
No.13，佐賀・福岡県筑後川中流域	1/ 5万	650
No.15，都城盆地　説明書付	1/ 10万	650
No.16，仙台湾臨海地域	1/ 10万	840
No.17，高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18，福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/ 5万	650
No.19，熊本県白川・黒川流域	1/ 5万	650
No.20，鳥取県日野川流域	1/ 5万	840
No.21，福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22，山梨・長野県釜無川上流域	1/ 5万	1,110
No.23，長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/ 5万	1,390
No.24，長野県千曲川中流域	1/ 5万	1,390
No.25，島原半島	1/ 5万	1,510
No.26，長崎県諫早・北高地区	1/ 5万	1,260
No.27，長野県上川・柳川・宮川流域	1/ 5万	1,260
No.28，福島県郡山盆地	1/ 5万	1,390
No.29，福島盆地	1/ 5万	1,540
No.30，甲府盆地	1/ 5万	1,530
No.31，長野県千曲川・犀川流域	1/ 5万	1,620
No.32，新潟県高田平野	1/ 5万	1,790
▲No.33，徳島県吉野川下流域	1/ 5万	1,390

火山地質図　〒 350円

No.1，桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2，有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
No.3，草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図　〒1000円

〔北海道・本州・九州〕（20地域）	縮尺1/ 5万	3,730

日本地質図索引図第2集（I）（1960～69）	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第2集（II）（1960～69）	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第3集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第4集（1975～79）	〒1000円	6,000

▲地　質　図　目録図　　1984年版　〒 300円（既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの）	800

斉藤報恩会発行，増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950-1974）（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円，第一地帯 800円，第二 950円，第三 1,100円

東京地学協会 取扱い出版物　▲印 新刊

日本炭田図 〒 500円 (1.2.8.13は都内 700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円)

No. 1, 常磐炭田図	説明書付	縮尺1/ 5万	1,760円
No. 2, 北松炭田図	〃	1/2.5万	2,930
No. 3, 留萌炭田大和地区	〃	1/2.5万	730
No. 4, 常磐炭田泉地域	説明書付	1/ 1万	730
No. 5, 釧路炭田新縫別地域	〃	1/ 1万	730
No. 6, 石狩炭田東芦別地域	〃	1/ 1万	1,330
No. 7, 釧路炭田北西部	説明書付	1/ 2万	1,330
No. 8, 雨竜－留萌	〃	1/ 2万	2,930
No. 9, 佐世保市南西部	〃	1/ 1万	1,330
No.10, 新潟県赤谷	〃	1/ 5000	1,330
No.12. 佐世保西南部地域	〃	1/ 1万	1,760
No.13, 天北炭田地質図	組の場合 6,540円	1/2.5万	4,190
炭層対比図炭柱図			2,650

海洋地質図 〒 450円

	縮尺	
No. 2, 対島-五島海域表層底質図	1/ 20万	1,350
No. 3, 相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/ 20万	1,840
No. 4, 相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/ 20万	1,630
No. 5, 紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/ 20万	1,700
No. 6, 紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/ 20万	1,280
No. 7, 琉球島弧周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8, 西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9, 八戸沖表層堆積図(付図5)	1/ 20万	2,350
No.10, 八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/ 20万	1,970
No.11, 日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12, 西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/ 20万	2,440
No.13, 日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14, 北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15, 日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16, 紋別沖表層堆積図(付図3)	1/ 20万	2,460
No.17, 小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18, 小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19, 中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20, 隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/ 20万	2,530
No.21, 中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
No.22, 釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/ 20万	2,710
No.23, 日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24, 房総半島東方海底地質図	1/ 20万	2,570
▲No.25, 釜石沖表層堆積図	1/ 20万	2,770

空中磁気図 縮尺$\frac{1}{20万}$ 〒 450円

I. 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域 [$\frac{1}{50万}$ 1枚, $\frac{1}{20万}$ 3枚]	1,030円
II. 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域(4枚)	1,030
III. 浜頓別-雄武-網走海域(2枚)	590
IV. 御前崎-浜松-豊橋海域(2枚)	590
V. 西九州長崎-川内海域(1枚)	590
VI, VII. 気仙沼-磐城-日立-鹿島-鴨川海域(5枚)	1,030
VIII, IX, X. 厚岸-襟裳-函館-積丹海域(7枚)	1,030
XI, XII. 輪島-福井-陸奥-宮古-花巻海域(7枚)	1,030
XIII. 福井-豊岡-隠岐海域(2枚)	590
XIV, XV, XVI. 豊橋-串本-室戸-佐多岬海域(8枚)	1,550
XVII, XVIII. 天北-十勝地域(2枚)	590
XIX, XX. 日高-大雪地域(2枚)	590
XXI, XXII. 奥尻-津軽-男鹿半島-酒田海域(4枚)	1,030
XXIII. 五島列島-野母崎-男女群島-甑島海域(2枚)	1,030
XXIV. 北見地域(2枚)	590
XXV. 大隅半島-屋久島-種子島東方海域(2枚)	1,030
XXVI. 佐渡相川-輪島-糸魚川-七尾海域(2枚)	1,030
XXVII. 伊豆沖-相模灘-伊豆諸島-房総沖海域(3枚)	1,030
XXVIII. 常磐沖東方海域(4枚)	1,030
XXIX. 日本周辺海域 縮尺1/100万(3枚)	1,030
XXX. 三陸沖東方海域(4枚)	1,030
XXXI. 関東沖東方海域(4枚)	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧 縮尺$\frac{1}{80尺}$ 〒 450円

I. 新第三紀後期－第四紀の鉱化作用	610
II. 新第三紀の鉱化作用	590
III. 古生代後期－第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図 〒 450円

No. 1, 青山奥	縮尺1/ 5万	820
No. 2, 横浜	1/1.5万	820
No. 3, 横須賀	1/ 2万	820
No. 5, 五城目南部	1/1.5万	820
No. 7, 魚沼 地質柱状図・説明書付	1/ 5万	3,410 〒800円
No. 8, 本宿	1/2.5万	1,510
No. 9, 七谷	1/2.5万	820
No.10, 茂原	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11, 佐渡 説明書付	1/ 5万	3,020 〒500円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

1/5万 地質図及び説明書〔左上から定価の順, 同一価格はアイウエオ順, △印説明書なし〕(　)内は地形図の名称

390円〒350円
- △八丈島

440円〒350円
- △羽前金山

460円〒450円
- 赤穂
- 秋葉山
- 上松
- 足尾
- 厚田
- 阿仁合
- 飯田
- 今治西部
- 伊予三崎
- 岩内
- 岩館
- 宇部
- 宇部東部
- 襟裳岬
- 大垣
- 大迫
- 大畑
- 大屋市場
- 尾花沢
- 渡島小島
- 鬼鹿
- 小浜
- 飫肥
- 蟹田
- 海南
- 唐津
- 冠島
- 霧島山
- 串本
- 鞍岡
- 国分
- 甲府
- 小泊
- 昆布森
- 猿留
- 須坂
- 田沢湖
- 但馬竹田
- 垂水
- 丹後由良
- 妻籠
- 土淵
- 都農
- 津山東部
- 都井岬
- 当別
- 動木
- 苫前
- 富高
- 那智
- 西方
- 沼田
- 鋸崎
- 羽幌
- 浜益
- 東茂住
- 燧岳
- 人首
- 平戸
- 船津
- 幌加内
- 本岐
- 幌泉
- 母衣月
- 神子元島
- 三日市
- 三厩
- 森吉山
- 門別
- 吉野山
- 呼子
- 留萌

600円〒450円
- △青谷・倉吉
- 荒島岳
- 伊万里
- 内之浦
- 渡島大島
- 大槌・霞露岳
- 大間・佐井
- 大村
- 鯛ノ浦
- 加治木
- 勝本・郷ノ浦・芦辺
- 金木
- 鹿屋
- 上里
- 草津
- 小口瀬戸
- 志布志
- 新宮・阿田和
- 周匝
- 川内
- 男女群島
- 達布
- 田並
- 太良鉱山
- 近川
- 月形
- 徳舜瞥
- 仁位
- 羽島
- 初浦
- 肥前高島付野母崎
- 日向青島
- 肥前江ノ島
- 深浦
- 三島
- (伊予三島)
- 三田井
- 見付・掛塚
- 焼石岳
- 八幡浜・伊予高山
- 涌谷
- 若柳

890円〒450円
- △伊東
- 五所川原
- △横田
- 脇野沢

1,390円〒450円
- 粟島
- 磯浜
- 稲取
- 伊良部島
- 岩沼
- 魚津
- 渡島福島
- 川尻
- 金華山
- 熊石
- 五城目
- 修善寺
- 下田
- 尻屋崎
- 多良間島
- 鶴居
- 利島
- 富江
- 那珂湊
- 野尻
- 彦根東部
- 都城
- 御蔵島
- 三崎
- 陸奥川内
- 屋久島西南部
- 八雲
- 米内沢

1,510円〒450円
- 羽後和田
- ▲国縫
- 小諸
- 酒田
- 知内
- 大樹
- 大正
- 館
- 多里
- 津幡
- 宮古島北部

1,840円〒450円
- 相沼
- 秋田
- ▲浅虫
- 浅舞
- 油川
- 石岡
- 上石見
- 木古内
- 静岡
- 千歳
- ▲名古屋北部
- 古川
- 本荘
- 神門
- 八ヶ岳
- 湯沢
- 遊楽部岳

2,390円〒500円
- 市野瀬
- 伊予鹿島・宿毛
- 魚貫崎及び牛深
- 大阪西北部
- ▲長万部
- 帯広
- 象潟
- 栗栖川
- 神津島
- 坂城
- 薩摩硫黄島
- 白木峰
- ▲須磨
- 太平山
- 竹田
- 蓼科山
- 津島
- 中甑
- 中浜
- 早岐
- 藤沢
- 三日町
- 宮古島
- 諸塚山
- 横浜
- ▲吉岡
- 与那国島
- 若桜

2,390円

〒 都内700円 / 第一地帯800円 / 第二地帯950円 / 第三〃1,100円
- 浜松

2,510円〒500円
- 奥尻島北部及び南部

2,550円〒500円
- 岩国
- 松島

2,580円〒500円
- 信濃池田

2,610円〒500円
- 鴨川
- ▲塩釜

2,620円〒500円
- 亀山

2,670円〒500円
- ▲石巻

2,680円〒500円
- ▲四日市

2,700円〒500円
- 瀧神

2,750円〒500円
- ▲御岳昇仙峡

2,760円〒500円
- ▲彦根西部

2,790円〒500円
- 江住

2,850円〒500円
- 上郡

2,880円〒500円
- ▲能代

2,940円〒500円
- 越後湯沢

2,980円〒500円
- 神戸

3,290円〒500円
- ▲宮崎

3,350円〒500円
- ▲東京西南部

3,420円〒500円
- ▲姉崎

3,600円〒500円
- 三瓶山

地学雑誌　第862号　昭和59年６月20日印刷　昭和59年６月25日発行

編集兼発行者　前島郁雄
発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話 東京(03)261-0809 振替口座東京0-66278
印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎３-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 4 (863), 1984

目　　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

会　　　告

東京地学協会は昭和60年度の「地学に関する研究調査助成」を下記により実施します。

1. 助成対象：本協会の会員または会員が加わっている研究グループ，あるいは会員の推薦する研究グループによって行われる地学に関する研究調査。
2. 申込締切：昭和60年1月末日
3. 助成金総額：約300万円
4. 1件当り助成額（奨励金・貸付金共）：
   海外プロジェクト　50万円以内　　国内プロジェクト　30万円以内
5. 助成を受けた者の義務：奨励金を受けた者は，研究成果を本協会において講演し，その要旨を地学雑誌に発表すること。貸付金（無利子）は1年以内に返還すること。
6. 審査決定：昭和60年4月中旬

地学クラブお知らせ

8月：昭和59年8月20日（月）14：00～16：30　地学会館
講演「気候変動について」（スライド映写）
気象庁長期予報課長　朝　倉　　正

9月：昭和59年9月20日（木）14：00～16：30　地学会館
講演「モロッコの風土と資源」（スライド映写）
前地質調査所鉱床部　高　島　　清

10月：土曜日のため休会します。

（世話人　　虎 岩 達 夫）



写真1　アラビア半島東端，オマーン国北部の脊梁山脈（ジャバル・アル・アフダル）中の鍋状の小盆地の一つ。



写真2　山地前縁の，開析されたペディメント

小さなワジ流路をへだてて，対岸に，開析されたペディメント（2段）を望む。右の残丘状となったものには，第三紀層の露頭が認められる。

平原の大部分では，ワジ流路を除けば暗褐色の礫原となっている。特に，オフィオライトに由来する礫は，超塩基性であるためか，陽に焼けて鉄錆色の異様な色調を呈している。

オマーン国の地形
Landforms in Oman

オマーンはアラビア半島の東南端に位置し，アラブ湾岸諸国への航路ホルムズ海峡を自国領海内に含んでいることから，世界，特に日本にとって，その地理的位置は大きな意味を持っている。

オマーンを特徴づける地形は，長大な山脈と，この北東側オマーン湾沿いにゆるく湾曲した形状で広がる平野及び山脈の内陸側でアラビア半島中央へと連なる広大なルブ・アル・ハーリー沙漠である。

3,000m近い山脈の稜線部は，山脈を形成した背斜軸に一致しており，この背斜軸に沿っていくつかの鍋状の小盆地が点存する。山脈中央部を構成するのは，石灰岩を主とする古～中生層であり，見事な単斜構造をなしている。山脈の両側の広い地域は，異地性のオフィオライトからなる低い山地となっている。海岸平野は，山地から流出するワジ（涸河）が形成した複合扇状地であり，その山地側には古いペディメントが開析された段丘がある。平野の大半は不毛の礫原であるが，海岸より10km以下では砂～シルト原に漸移し，アカシア類を主とした若干の植生が見られる。

農耕地（なつめやし，牧草，かんきつ類等）は，海岸近くで地下水位が浅くなる幅数kmの地帯と，山間部で地下水又は局地的な表流水が得られる地区に限られ，これらのほかは，写真に見るとおりの乾いた風景が広がっている。（1981～83年　長岡正利撮影　Photo by M.Nagaoka）

写真3　ワジの基底流出

不透水基盤（第四紀層でも，セメンテーションにより不透水層となっているものがある）が浅くなる地域では，ワジ河床にこのような恒常的な流れが出現する。水が得られる所には決まって集落が立地し，集落周辺には，オマーンの伝統的農産物であるデーツ（なつめやし）が植えられ，快よい緑の木かげを作っている。



地学雑誌 93-4 (1984)

環日本海地域比較層序論（前篇）

小 林 貞 一

Comparative Stratigraphy around the Sea of Japan (I)

Teiichi KOBAYASHI

Abstract

The Mongolian and Chichibu geosynclines were confluent with each other at the Touman-Suifung area and the intrageosynclinal vulcanism was there repeated during the Palaeozoic era.

In the older Mesozoic age the Songnim and Akiyoshi folded mountains in North Korea and in the continental side of Japan respectively were probably on the same line and not very far from the Sikhota Alin. Following the late Jurassic Daebo orogeny in the Ogcheon zone , the Yoshimo embayment was brought to being on the east side of the Korean peninsula. Subsequently the Tsushima basin was produced on the southeast side of the Yongnam land. The folded mountains of West Japan in the Wealden Oga phase were probably on the east side of the basin.

Later the Tsushima basin was destructed and still later the Miocene sea flooded into the hinter basin of the Sakawa folded mountains. The amount of the shifting of the islands arc of Japan since the late Cretaceous period was lessened in West Japan than North Japan. In my "Sakawa Cycle" of 1941, I attributed the difference of the shifting to the forelands i.e. subaqueous obstacles which are now often called oceanic plates.

I. 序 説

日本群島の地質は，その背後にあるソ連沿海州や朝鮮半島の地質と密接な関係があることは言うまでもないが，その間には日本海が位していて，これら三地域は海に依って隔てられている。従って三者の間の地質を連続して見ることは出来ないのであるが，三者の層序を比較することによって，その関係を知ることが出来，また日本海をめぐる3地域の地史を解読することによって，日本海自体の地史もまた自ら明らかになるのである。

それが本論文の主題であって，この問題に就いて初めて所見を述べたのはほぼ半世紀以前の事であった。爾来私は蒙古地向斜，緑東海弧，満鮮白亜系などの諸問題で，この問題に触れて来たのであるが，最近の内外の諸研究結果を基に，この東亜地質上の重要問題を玆に考察する。

II. 山岳論から比較層序論へ

明治地学史上ではNAUMANN，原田の日本地質構造論争に少し遅れて日本と中国に股がる山岳論的な地体構造論が現われて小藤文次郎は秦嶺（東崑崙）が東海を横走して西日本を経て富士火山脈に了るという日本崑崙説を提出した（1897）。そしてコレアの山岳スケッチ中で，その主要構造が Sinian, Liaotung,

Korean の3方向性に支配されていることを看破した（1903）。それに続いて石井八万次郎は小藤説に反して日本の花崗片麻岩帯・古期成層岩帯・新期成層岩帯を華南の閩浙山地の方へ追跡して，福建省と台湾との間にその延長を求めた（1906）。

リヒトホーフェンの曳裂彎説（Zerrungsbogen）が発表されたのはその前年で，東アジアの弧彎は内陸列・海岸列・島嶼列の3系統に分けられ，日本海はシコタ山脈を含む満洲地壇（Landstaffel）の外側，すなわち日本地壇背斜面の海水に汀された低地区となっている。R氏はまたその西端で朝鮮海岸彎，対島・五島列島等の雁行列と日本彎との翼会（Flankenkettung）を認めた。そしてこの雁行列はやがて，小藤の縁東海変動（Peri-–Tunghai disturbance）説へと発展していったのであった（1915）。

徳田貞一の山脈・火山脈・列島の雁行性の研究は「オコック海岸より」（1917）以来次第に発展して，昭和2年（1927）の「日本群島の雁行構造」は内外の注目を集めたのであるが，これは自ら工夫した簡易な実験と弧状山脈の雁行性との起伏形態の類似性に基づいていて，種々の雁行形式を識別し，また日本のみならず，南洋・中国・周戈壁弧などの大構造の生成機構に対しても独持の解釈をほどこした。氏は日本海を日本弧の形成の結果生じたその背後盆地（hinter basin）と見なしている。

RICHTHOFEN の曳裂説からウェーゲナーの大陸移動説を経て寺田寅彦は玄武岩や珪藻土の分布を参照して，男鹿半島・飛島・佐渡・隠岐・対島などの裏日本沿岸隆起軸を日本弧の漂移によるものとし，更に日本海の成因として，この地域の分裂・地塊化をも示唆した（1927，1934）。

これより先，岡村金太郎は日本海の海藻が日本の太平洋側のものと較べて著しく貧弱なのは日本海の生成が太平洋に比して新しいからであろうと思考した（1917）。また矢部長克は第四紀に日本がアジア大陸と繋っていたことのあることを指示した（1929）。その後，渡辺久吉は日本の第三紀古地理変化を始新世・漸新世・中新世前期・中期の4段階に分けて図示した（1935）。然しながら昭和の初期までは，日本海地史が地質時代を通して，論議されたことはなかった。

環日本海比較層序論上で西側の単元をなす朝鮮の層序は1926年に川崎繁太郎に依って，当時の知識を総合してこれを提示された。その頃から満鮮の地質に接して来た私は，市村　毅（1927）の碧城累層がその層相から見て平安系よりもむしろ日本の秩父古生層に近いことに気付いていたので，私はコレアの地質構造区分を行うに当って蓋馬台地よりも東に位するこの東北端地域を豆満地区として分離した（1933）。

昭和10年から私は「西南日本中生代地史の綜合的研究」と本格的に取り組んで協力者と共にその探究を推進して「西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考察」を執筆し，その5を松本達郎と，その6と7を大塚弥之助と共作で発表したのであるが，その3（1935）の「中生代に於ける日本の2大造山帯」と題する章のうちで，日本列島弧とその周辺諸地域との関係に論及したのであった。その論旨は今本論文中で爾来半世紀後の現在の知識に基いて環日本海地域比較層序論を考察するに当って，その基盤となるので，当時の私見をやや詳しく述べておく。

「今仮りに日本海底に於ける地質というものを考えて見るには，日本列島の朝鮮半島及びシコタアリンの地質学的比較研究に俟つ外はない。朝鮮半島に於ける祥原系或いは朝鮮系中に見るが如き，著しい石灰岩類，或いは之より誘導された如き変成岩類は，シコタアリンに於ても日本列島に於ても発見されない。（飛弾片麻岩が多量の板状石灰岩を伴う事は注目に値する。）二畳石炭紀の堆積物を見るに，朝鮮半島に於ては主として陸成である。唯だ上部石炭紀の海侵のみが一時氾濫したに過ぎない。蓋馬台地の東方，余の豆満地域の二畳石炭紀層は，他の朝鮮の平安系と呼ばれているものとは著しく岩相相異し，同一層群中に包括することは困難な状態にある。或いはシコタアリンに続く可き海成二畳石炭紀層であるかも知れぬ。シコタアリンに於ては陸成層も局部的発達に過ぎぬ。日本列島の秩父古生層は海成であるが，その岩相は東北部に於いて礫岩類多く，西南部に於て角岩類が著しい（第1表参照）。

三畳紀に至って日本とウラジオ付近との類似は更に著しく，共に *Meekoceras* 層，*Claraia* 層，*Ptychites* 層，*Pseudomonotis ochotica* 層があり，朝鮮半島は全然相異なる地史を有するに至る。侏羅紀に於て

第1表 Table showing the stratigraphical successions of the areas around the Sea of Japan. (Formations written in Italics are mostly continental deposits.) (小林 1935)

Area / Time	Japan		South Ussuri		Chosen
	Outer Side	Inner Side	Main Succession	Local Succession	
Cretaceous	Gyliakian & Urakawa Series			Local Succession	*Bukkokuji Series*
	Monobegawa Series	*Inkstone Series*			*Shiragi Series*
	Ryoseki Series	*Tetori Series*	*Nikan Series*		*Naktong Series*
Jura	Torinosu Series	Toyora Series			
		Heki Series	*Mongugai Series* Pseudomonotis Bed	Trigonia V-costata in Island Askold	*Daido Series*
Trias	Pseudomonotis Bed	Ps. with Plants			
	Halobia Bed	Edentula Bed			
	Daonella Bed	Daonella Bed			
		(Ptychites Bed)	Ptychites Bed	*Thinfeldia, bed at Kap Schitkow*	
	Meekoceras & Claraia Bed		Meekoceras & Claria Bed		*Grenstone Series*
Permo-Carbon	Chichibu Series		Permo-Carbon with Camarophoria	*Coal bearing s. s. & sh. with Cordaites*	*Kobosan Series* *Jido Series* Koten Series
Devon	?	Spirifer Verneuili Zone ?	Ls. With Prod. cora ?		
Gotlandian Ordovician Cambrian Sinian	(Mikabu & Sambagawa Series)		(Crystalline Schists, Gneiss & Granite)		(Gotlandian) Ordovician Cambrian Sinian
Pre-Sinian					Metamorphic rocks and Kokulian Granite

もまた然りであって，浦塩付近の志津川統類似の海成層がこれを立証している。当時の層序論より見るならば，浦塩付近と日本列島との関係は，実に密接であって，前者は後者の一断片ではないかとまで考えられる。」（中略）

「今仮りに樺太より始まり北海道，本州，四国，九州を以って構成されたる一弧，即ち矢部教授の Island Arc of Japan proper は樺太に於ては大陸に接近し，該弧と大陸間に挟まれたる日本海は西するに従ってその南北幅員を増している。この地域に於ては前章に於いて述べた如く，基盤岩類は東側の地塊（九州）が西側の地塊（長白山地域）に対して，南流せしことを示す事実がある。かかるが故に今仮りにこの西方に於ける幅員を縮小して全弧を大陸に近づけて考えて見る時，如上の古地理的分布は著しく単純なものとなる。」そして「不思議にも造山運動期に於て，日鮮間に良く符合する点がある。平安系と大同統間の三畳紀造山運動は平南地向斜に著しく，沃川地向斜に於ては少なくとも今日の処，単なる波動撓曲で，未だ傾斜不整合は発見されていない。日本列島に於ける三畳紀造山運動は内側に於て著しく，外側に於ては単なる隆起運動であったに過ぎないのである。層序論的には相異なっているが，造山論的には平南地向斜と西南日本内側，沃川地向斜と西南日本外側というものが，各々一対となって対立しているかの観がある。」

「中生代後半殊に Oga phase の地変以後に於ては，対馬盆地を通じて西南日本西北辺と，南鮮とは密接なる関係がある。恐らくは今日以上に密接な古地理関係を持って，両地域は接近していたであろう。かく考うる時はもし日本列島の移動という事が事実であったとしても，時と共に大陸との関係位置は変化し，少くとも２回以上の移動に依って現在位置に到達したものに相異ない。」（地質学雑誌 42巻 571-574頁）。

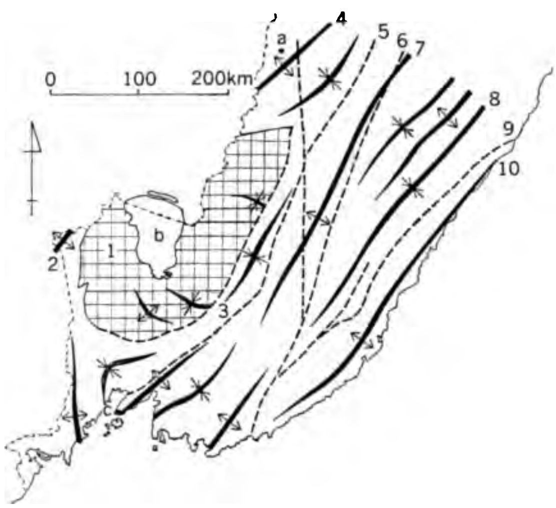
その後私は佐川サイクル（1941）の第12章で環日本海地域の地体構造論を取り上げた。日本海は東または東南に凸な三辺からなり，日本弧が最長で，最短の朝鮮弧で絶たれた半月形の輪廓をしている。朝鮮半島の先白亜紀層序は他の２辺をなす褶曲山脈とは著しく異っているが，平南地向斜の松林時階は日本の秋吉造山に，また満鮮の大宝時階は佐川造山にほぼ相当していて前者は北鮮と日本の内帯で，後者は南鮮の沃川地向斜と日本の外帯で強裂であった。シコタ山脈と豆満地区の二畳石炭系や三畳系は日本の同時代の層群と極めて密接で，同一地質区を形成していたと推定される。上部三畳系のモングガイ（蒙古街）統には日本の美祢統と異なり，そのうちに多量の火山源物質を含み，秋吉山脈背後の火山活動を記録しているもののようである。侏羅・白亜両紀に於いては，両地域が佐川サイクル中に次第に相異なる地質区へと分化して行くもののようである。

"Nothing is known definitely of the coefficient for shortening the original length of the formations which were affected by the Akiyoshi and Sakawa orogenies. It is, however, known at present that the inner side suffered from the Akiyoshi orogenesis but not the outer side. Both sides were disturbed by the Sakawa orogenesis. The breadth of West Japan crossing Shikoku and Chugoku measures about 300 kilometres. Assuming the original breadth was shortened to less than half by the Akiyoshi, Sakawa and later movements, and moreover, taking the drifting of the Japanese Islands en bloc into account, a distance of 800 kilometres—this is the maximum breadth of the Japan Sea—is not too wide to locate West Japan on the east side of the Korean Peninsula, when the compressed West Japan is expanded to its original breadth." (Sakawa Cycle, 1941, p. 450.)

III. ソ連沿海州南西部とその近隣の古期岩層

四半世紀以前に私は「比較層序論から見た日本とシコタ山脈との関係」を論じたことがある（1961）。その後10年して「ソ連沿海州南部の古期岩層群と基盤岩類」を蒙古地向斜の満蒙層群の一貫として考察したのであった（1970, 1971）。そしてまた十余年を経過した今日新知識を考察して浦塩周辺を中心として満鮮・日本等との関係を再考してみる。そのためにまずこの地域の地質構造の概要を GNIBIDENKO 他（1977）の地質構造図から簡易化した略図を挿入しておく（第１図）。

ここには先寒武紀の変成岩類からなる興凱湖周辺の地塊があり，その上に寒武紀の化石を産する古期岩層があり，北西走向がこれを支配している。その西側に Grodekovsk 複背斜地帯があり，新古生代の地層が南北性の褶曲帯を形成している。シコタアリンは興凱剛塊の東側から北東方に約1000粁延びている。その幅は約200粁であって，興凱地塊に沿う Daubikhe 地帯には陸成の下部二畳系と海成上部二畳系がよく発達している。シコタアリンの日本海沿岸地帯は Olga-Tetyukhinsk 地帯とも呼ばれ，約8粁の幅を有していて，二畳石炭系があり，ビゼー世の紡錘虫帯が知られている。その西南端部では石炭紀の植物層があり，また上部二畳系が直接に古期岩層を被っているので，その堆積当時の south coastal massif が想定されている。これらの両帯間にシコタアリンの主帯があり，二畳石炭系の厚さは14,000米に達している。そしてこの中央帯を central Sikhote Alin 断層帯が走り，これから分岐する南北断層帯が褶曲帯を斜走する。その反対側では沿岸断層帯が海岸線に近い方向で走っている（IVANOV 1962, BELYEYEVSKY and GROMOV 1964, GNIBIDENKO, ARGENTOV and POTAPYEV 1977）。最近では本山脈の北端西側に Takhta 地塊が潜在していて，黒竜江下流の独立した先寒武紀基盤ではないかと考られている（KOSYGIN et al. 1975）。また南端部でも Trudnyy, Dunay 西半島間で得た変成岩中 Vostok 湾のものは529myr., Point Poshinnikov のものは622myr. で，古期古生代乃至原生代の変成岩がこの辺にも存在し，特に後者は後述する興凱剛塊の原生代中期の Iman 変成岩類に属すると考えられている（MISHKIN et al. 1970）。



第1図　シコタアリン南部地質構造略図（Gnibidenko 1977の地質構造図から主要構造要素を摘記，大花民子製図）
1：興凱（Hanka）地塊，2：Grodekovsk 背斜，3：Daubinsk 向斜，4：Bikir 背斜，5：西シコタアリン構造線，6：中央構造線，7：シコタアリン主背斜，8：シコタアリン主向斜，9：日本海沿岸構造線，10：日本海岸背斜，a：Bikin，b：興凱湖（Lake Hanka），c：浦塩（Vladivostok）

ソ連沿海州の古期岩層は浦塩北方の興凱湖地塊に見られる。ここには原生代前期の Imanskaya 統と同中期の Ussuriyskaya 統があり，830-268 myr. の間の変成岩からなっている。後者の上に原生代後期の地層が，そしてまたその上に古期古生代の地層が整合的に重なっている（第2表参照）。これらの諸層群はシコタ山脈の南西端部にあって北西乃至南北方向の褶曲構造をしている（GNIBIDENKO ら 1977）。

この地方で KROPATHOKIN が1949年に寒武紀の化石を発見して，JAKOBLEV が1955年に地質調査を進めた結果火山性物質を伴う寒武系が北西走向の帯をなしていることが判明した。石灰岩を伴う Bazaikh 礫岩層上に重なる寒武系の層序は下位から次の如くである。

1. 石灰岩スレート層　2. 石灰岩礫岩層　3. スレート層　4. 石灰岩・珪質スレート層

古杯類が第1層の下部と第4層の上部中に発見されて，本層が寒武紀前中期のものであることが明らかとなった（YAKOBLEV 1961）。

興凱湖地区では寒武紀後期乃至志留紀の層序は詳かでない。本地塊の北東部に Tamginskaya 統と称する34,600米の厚層があり，その中上部に志留紀植物化石を蔵している由である。これに反して泥盆系の層序は近年著しく解明された。1959年に Grodekovsk 地方の近傍から *Calymene* ex. gr. *blumenbachi* その他

第2表 興凱地塊の原生代，寒奥紀層序

時代		Suite	層厚(m)	主要岩石(随伴岩石)	Series
C_3-O		Rettikhovskaya	350	砂岩(Aglaspid)	Buyankovskaya
寒武紀前中期		Medvezhinskaya	850	砂岩・礫岩	
		Merkushevskaya	600	砂岩	
		Dmitriyevskaya	4,700	石灰岩・砂岩・頁岩・凝灰岩	
		Prokhorovskaya	800	砂岩・頁岩	
原生代	後期	Kovalenkoskaya	1,000	千枚岩・泥質石灰岩	
		Volkushinskaya	500	千枚岩・珪岩(石灰岩)	
		Smolninskaya	700	白雲岩(千枚岩)；*Osagia*	
		Kabarginskaya	1,100	絹雲母片岩・千枚岩	
		Lysogorskaya	600	瀝青質石灰岩	
		Mitrofanovskaya	2,000	両雲母片岩・角閃岩(石灰岩レンズ)	
		Spasskaya	1,000	両雲母片岩・片麻岩・玢岩	
	中期	Tatyanovskaya	2,500	雲母・透輝石片岩	Ussuriyskaya
		Nakhimovskaya	1,000	雲母・片麻岩(角閃岩)	
		Turgenevskaya	4,000	諸片岩(大理石・角閃岩)	
	前期	Matveyevskaya	3,000	雲母片岩・片麻岩	Imanskaya
		Ruzhinskaya		大理石	

2,3の腕足貝が発見されてこの含化石層，Kordonka Suite の時代は泥盆紀前期とされた(MAXIMOVA and ORGANOVA 1959)。これは砂岩・頁岩・玢岩・タフなどからなる3,500米の厚層でその基底は不明で傾斜不整合で上部二畳系に被われている。浦塩北東方で火山岩類上にあって，かって白亜紀・二畳紀，或いは石炭紀と考えられた事のある Lyutorga Suite と呼ぶ雑色陸成層がある。そのうちから数地で *Barrandeiuopsis*, *Drepanophycus* など多数の植物化石が発見されて泥盆紀中期である事が決定した (MEL'NIKOV & BAZHANOV 1973)。次ぎに興凱湖地方で寒武紀古期とされている Rettikhovska 層上に石灰岩レンズを伴う火山性・砕屑性の岩石からなる地層が拡がり，上部二畳系のタフに被われている。この雑色岩層は800-2000米の厚さで Vassianovskaya 層と呼びその石灰岩中に *Cribrophaeroides*, *Bisphaera* などの有孔虫が発見されてその時代は泥盆紀中後期と考えられる (IZOSOV & POYARKOV 1976)。沿海州南部の泥盆系層序は大略下記の如くである (IZOSOV 1978)。

5. Levochermigovo 層 (700米) 基性溶岩・タフ
4. Vassianovka 層 (1,500米) 砂岩・頁岩・上部泥盆紀有孔虫
3. Lyutorga 層 (300米以上) 火山・砕屑岩・中部泥盆紀植物
2. Svetloyarovo 層 (3,000米) 酸性火山岩
1. Kordonka 層 (3,500米) 砕屑岩火山岩・下部泥盆紀三葉虫他

シコタアリン地向斜の二畳石炭系の分布は4地帯に分けられ，Olga-Tetyukhinsk 帯では砂岩が頁岩・チャート・石灰岩と共に8,000米の厚層をなしている。シコタアリン中央帯では更に厚く14,000米を算するが，ここでは陸源物質が基性中性の火山岩と共に厚層を形成している。南の海岸帯のものは日本海側の地塊の昇降の反覆によって陸源物質の層相が変化に富んだ層序をなしている。西方の Grodekovsk 帯では下部二畳系が豊富なフローラを蔵しているのに反して，上部二畳系は海成で石灰岩にタフや熔岩を伴ってい

Olga-Tetyukhinsk 帯では *Archaediscus, Endothyra, Eostaffella* などの Visean 有孔虫が最下部の石灰岩に産する。それから上に *Fusulinella, Triticites, Schwagerina, Misellina, Neoschwagerina, Reichelina* などを産するホライゾンがある。スピル岩やタフは下部二畳系の中部に挾在している。シコタアリン中央帯で有孔虫が多くの層準の時代を決定している。下部二畳系中部の Vesnyanskaya 層は *Noeggerathiopsis* その他の植物化石を蔵している。この地帯では屢々火山源物質を混えているが，上部二畳系中期の Shetukhinskaya 層，600-3,000米は輝緑岩・スピル岩・輝緑斑岩やそれらのタフ・角礫岩などからなっている。

南海岸地域ではこれに反して厚い火山岩もなければ，チャートも欠いている。これに反して礫岩が屢々現れる。石炭系はその下部と上部に植物化石を産する。下部二畳系を欠除して海成の上部二畳系が古期岩層を不整合に被っている。そのうちには腕足貝有孔虫・蘚虫など種々の化石を有し，*Lyttonia, Richthofenia, Misellina* などが特徴的である。YELISOYEVA (1959) によれば上部二畳系は下部から Chandalazskaya 石灰岩・砂岩(750米)，Lyudyanzinskaya 砂岩・シルト岩（550米）Nakhodkinsko-Kalusinskaya 噴出岩タフ（400米）および Sitsinskaya 砂岩・頁岩200-550米の4層からなり，第4層には炭層があり，植物化石を産する。シコタアリン主帯の西南端では非海成の Sitzinsk 層（550米）下に *Colaniella parva* 帯の地層があり，Kaluzinsk 層（*Metadoliolina lepida* 帯）を被っている（鳥山 1973）。

Ussuri-Hanka 地塊の西縁地帯に当る Grodekovsk 地域では石炭系と下部二畳系の厚さが600-700米であるのに，上部二畳系は約6,000米である。ここでは石炭紀化石を欠き，下部二畳系が多くの植物化石を蔵している。不整合(?)を以ってその上に位する上部二畳系は南海岸地帯のものの如く腕足貝・蘚虫・有孔虫などを産し，下部は主に砂岩・頁岩で石灰岩を伴う。中部は基性中性の噴出岩やタフ，角礫岩等でまれに石灰岩中に珊瑚がある。層厚は2,300-2,400米。上部は主に凝灰質砂岩頁岩からなる。

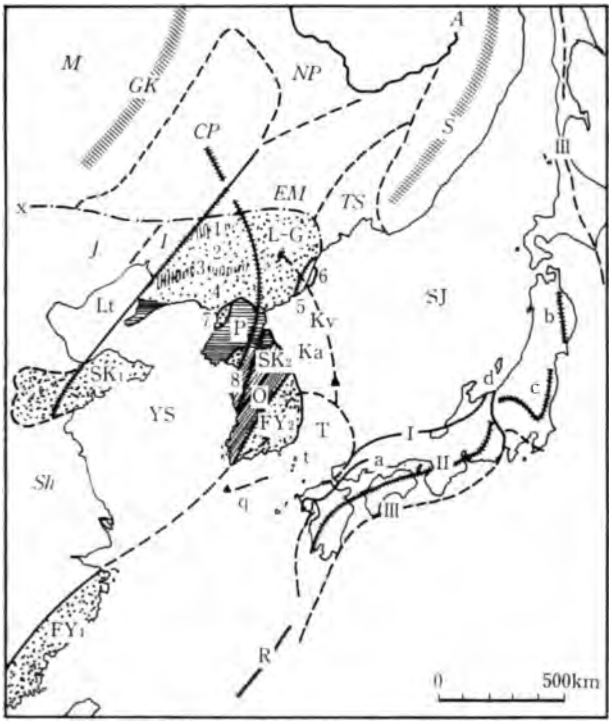
この地帯の南方沿岸地域には先寒武紀の変成岩や古生代中期の花崗岩を直接被っている上部二畳系があり最下部を Reshetnikovskaya Suite と呼び，その上に Barabash Suite があるが，NIKITINA, KISELEVA, BURAGO (1971) によると Barabash 組は上下2部に，そして下部も3分される。その間を通じて産出するのは蘚虫で下部の下位には *Stenopora clara* assemblage があり，*Lobatannularia heianensis* その他を産する。下部の中位には *Monodiexodina* assemblage と *Dyscritella bogatensis* assemblage が，下部の上位には *Skinnerella-Eoparafusulina* assemblage と *Ogbinopora perforata* assemblage とが認められ，そして上部層中には *Girtypora regulate* assemblage や *Annularia erunacovensis* assemblage がある。有孔虫から判断して下部層は華南の茅口石灰岩に，上部層は日本の鍋山統に対比されている。また植物群から Barabash Suite はクズネック盆地の Il'inskoye Suite や華北の石盒子統上部に，本 Suite 上部層は華北の石千峰統に対比されている。

西日本内帯の二畳石炭系も Vise 以上の石灰岩レンズを伴い，岡山県下の日南石灰岩は Tournais 階の三葉虫を蔵している。また火山成物質を伴っている。

上記の如くシコタアリンの西南端には興凱地塊がある。そしてその古い基盤岩類の上には蒙古地向斜に繋がる寒武系があり，朝鮮・南満・華北の寒武系とは異なる古地理区に属していた。奥陶紀前後の記録は詳かでないが，この地塊をめぐる沿海州南部の泥盆系は火山性物質に富んだ厚い地向斜堆積物である。その上に重る二畳石炭系は勿論シコタアリン地向斜の堆積物で厚くまた当時地向斜内火成活動のあったことも明かである。また地殻の動揺のあったことも層序と岩相に記録されている。沿海州南部では，二畳系中に植物層を挟み，アンガラ植物区に属していた。また地質構造上では興凱地塊の西側ではシコタ山脈とは異って古生層が南北走向の Grodekovsk 背斜を形成しているのである。

IV. 東満山地と南満州朝鮮半島の古期岩層

上記の層序のうちでまず先寒武紀の部分であるが，東亜でその最もよく発達しているのが所謂中朝地塊



第２図　極東地質構造図（小林 1952）
A：黒竜江，CP：中満平原，EM：東満山地，FY：福建嶺南山地，GK：大興安嶺，I：遼裂線，J：熱河，Ka：朝鮮弧，Kv：緑朝鮮火山列，LG：遼・蓋馬帯，Li：遼東半島，M：蒙古，NP：北満高台，O：沃川帯，P：平南帯，R：琉球弧，S：シコタアリン山脈，Sh：山江安盆地，Sj：日本海，SK：山東・京畿地塊，T：対馬盆地，TS：豆満・綏芬地区，Z：中朝地塊北限線，a：本山変成帯，b：北上山脈，c：阿武隈山脈，d：糸魚川・静岡構造線，q：済州島，t：対馬，Ⅰ：秋吉山脈中軸帯，Ⅱ：佐川山脈中軸帯，Ⅲ：大八州山脈中軸帯，1：鉄嶺帯，2：瀋陽帯，3：太子河帯，4：平北帯，5：吉州明川地溝，6：七宝山地塁，7：平原小地塊，8：元山 Seoul 谷

(Koreo-Chinese massif) である。ここではこの地塊については深く論じないが，これはそれ自体のうちで地塊区と褶曲帯が交互に配列している典型的なヘテロゲンではあるが，古生代中期の地殻運動および，その前後の堆積物では，よく地塊性を発揮している。このようなヘテロゲンの地史を如何に説明するかは地殻運動を論ずる場合の今後重要問題である。

平安南道・黄海道に広く分布している祥原系は7,000-8,000米に達する厚層で一大堆積輪廻を形成している。その年齢は570-850myr，と推定されている。最近中国北東部では先寒武紀層を３層群に大別している。古い方から言うと下記の３者である。

(1)　鞍山層群（縞状鉄鉱を含む）25-26億年，先寒武紀中期　または始生代・原生代両期間

(2)　遼河層群　20億年（12-19億年），原生代前期

(3)　震且層群下部（青白口層群相当）8-10億年，原生代後期の前後

この第３者が太子河地帯の細河統であるとすればここでは同統と寒武系との間に可なりの侵蝕・傾動の非整合がある。そして祥原系はその層序のうちにこの問題の大部分をも埋め盡しているであろう。

蓋馬台地東部で南北に延びている摩天嶺系は白頭山付近から東西に延びて，南満洲では遼河系と呼ばれていた。年代的には興凱地塊の先寒武紀層群は遼河・祥原などの諸層群に相当するもののようであるが，未だ相互の詳しい対比を論ずる域に達していない。

これに反して，興凱地塊区の寒武系は中朝ヘテロゲンを汀した黄河盆地のものとは層相を異にしている。すなわち岩相としては凝灰岩や礫岩を伴い，化石では古杯（*Archaeocyathus*）類を蔵しているが三葉虫を欠いている。黄河盆地では火山活動は認められていないし，古杯類は極めて稀であるが，三葉虫は豊富である。このように両地は相異なる地質区に属していた。最近寒武紀前期の古杯類が大興安嶺中部西側で発見された（郭胜哲 1981）。それ故この地区は寒武紀にはすでに蒙古地向斜に属していたであろう。寒武・奥陶両紀の化石は杉松崗や撫松などから知られているが，樺甸・輝南よりも北の東満山地ではまだ発見されていない。

寒武紀後期から志留紀までの地史はこの区域では不明であるが，当時蒙古地向斜中に位していたとすれば，東満山地の新知識によって興凱地塊区の西側の志留紀の状況を考えると参考になる。長春市南郊の桃山組は黒灰色板岩・シルト・凝灰質シルト・酸性熔岩からなり，18属50余種の筆石を産する。そのうちにLlandovery の *Demirastrites modestus* 帯や *Monograptus sedgwicki* 帯および Gala-Taranon の6–7筆石帯が識別されている。

かって矢部・江口が *Pseudomphyma* 他数種の化石を記して志留紀中期とした吉林省永吉県二道溝の外に同省延辺地区で厚さ約2,500米の志留系上部があり，下記の層序が認められている。

上部　二道溝組 { 上位の石灰岩 / 下位の砂岩頁岩

下部 { 張家組　砂質泥岩，酸性タフ挾有 / 彎月組　絹雲母片岩・大理石・千枚岩・珪岩 / 石縫組　珪化石灰岩・大理石・変質シルト

各組とも化石に富み，珊瑚・腕足貝・三葉虫などを産するが，筆石は含まない。郭　鴻俊（1962）は吉林省東縁の小綏芬河域の珊瑚石灰岩から数種の三葉虫を記載して，その時代を志留紀の中部後期乃至上部前期としている。

興凱湖の西方に当る黒竜江省密山・宝清一帯の泥盆紀黒台組は主に砂岩と頁岩からなり，その間に tuffite 数帯を狭む百数十米の薄い地層で，その上下関係は不明であるが，*Squameofavosites*, *Thamnopora* などの床板珊瑚や四射珊瑚の *Wedekindophyllum* や *Fimbrispirifer* その他の腕足貝，三葉虫の *Gravicalymene* などを産する。吉林省中部の王家街組の上部は黒色石灰岩を主とし，下部は泥質シルトに火山砕屑岩を狭み，少量の石灰岩を伴っている。本組にも床板サンゴ・四射サンゴ・層孔虫・腕足貝などを多産して，両組は共に泥盆紀中期と考えられている。これらは前記の Kordonka 層と共に一連の泥盆紀海成層に属しているであろう。

これに反して中朝地区は志留紀から石炭紀前期までは広く陸化していた。例外的にこの地区の東部にのみ志留紀に海水が侵入した。最近 LEE Ha-young （1980, 1981）は韓国の沃川地向斜北西部に位する旌善邑の近くで志留紀の錐歯類（Conodonts）を発見した(地向斜といいならして来たが，小規模の沈降地帯で，その堆積物も大して厚くはない。)。この志留紀海水は距離的に近い日本海側から侵入した可能性は大であるが，揚子江盆地の方から這入って来たことも否定し難い。北鮮の平南地向斜では平壌南方兼二浦の近くで，古期中生代の大同統の基底石灰岩礫岩中から多くの志留紀サンゴ・層孔虫・腕足貝などが知られているが，これらの化石は日本海側から局地的に侵入した海の遺物に他ならない。志留系の断片は日本にも広く分布している。従って志留紀には，蒙古・秩父両地向斜の海が中朝陸地を東からその南北両側を抱いていたのである。

平安南道順川郡天聖里や忠清北道丹陽郡古藪里から報告された泥盆紀サンゴ石灰岩はその後の研究結果石炭紀とされているので中朝陸地は泥盆紀には全面陸化していたことになる。そしてモスコー期に至って海侵が初まる。小貫（1967）によるとこの海水は南方から黄河盆地に拡大した。二畳紀前期にも部分的に小海侵があったが，その後盆地は永く海水に汀されることはなくなった。

吉林省永吉周辺には古生界上段と考えられた河田学夫（1932）の所謂吉林層が広く分布し，後に吉村一郎は磐石附近で *Syringopora* を発見し，尾崎　博（1941）は長春南方でモスコー期紡錘虫石灰岩を拾得した。また岡田重光（1940）は明城附近で吉林層の層序区分を試み，斉藤林次や湊　正雄（1942）は石炭紀前期のサンゴや腕足貝を，また湊は明城近傍で *Pseudoschwagerina* を見出した。その後に業治錚らがこの地方の二畳石炭系を石炭紀前期の鹿圏層群，石炭紀中期明城層群，石炭紀後期の磐石層群，二畳紀前期寿山層群，同後期(？)の潭山層に分けた。現在では吉林・延辺地区の石炭系は中国東北の標準区分として下記の4組に識別されている。

上部　石咀子組：中上部は頁岩・凝灰質シルトに石灰岩挾有，下部は石灰岩

中部　唐盤山組：灰色石灰岩

下部上段　鹿圏屯組：上部は頁岩砂岩に石灰岩レンズ，下部は火山岩，底部に石灰岩発達

下部下段　北通気溝組：黄緑・青灰色シルト・凝灰質砂岩

各組とも化石に富み，紡錘虫・珊瑚・腕足貝その他種々の化石を蔵している。

二畳系では古くからハルピン東南方の玉泉層の海成化石が知られていたが，現在では吉林周辺で，下位から寿山溝・大河深・范家屯の3組が区分され，俞建章（1981）が13属19種の四射珊瑚と1種の床板珊瑚を識別した。そして上記3組の順に *Wentzellophyllum-Cyathocarina*, *Szechuanophyllum szechuanense-Pycnocoella*, *Waagenophyllum-Wentzellella* と称する各 assemblage でそれぞれが特色づけられている。また梁希洛（1982）は范家屯組産の多数の菊石を記載している。これら両研究によるとこの二畳紀フォーナは華南乃至テチスのものと近縁で，北方系のものは僅少である。

范家屯組（厚さ900-1300米）：黒色砂岩・シルトを主として厚い石灰岩層と凝石質砂岩礫岩を挟み，横の層相変化が著しく，紡錘虫相と腕足貝相とが対立する。

大河深相（400米）：流紋岩質タフを主とし，下部に安山岩質タフが多く，火山岩や凝灰質砂岩・礫岩を混じえている。上部には石灰岩レンズがあり，横の岩相変化が顕著で，動植物化石を多産

寿山組（300-500米）：4枚状シルト・泥質砂岩・生物砕屑石灰岩等 化石多産

上記の玉泉から小興安嶺南東部の伊春へかけての一帯に分布する非海成上部二畳系は下位から下記の3組からなっている。

三角組（800米）：千枚岩・安山岩・炭質板岩；*Comia*, *Noeggerathiopteria* 等を産出

五道岑組（2200米）：中性酸性火山岩・砕屑岩に上記の類以の植物化石産出

紅山組（560米）：硬砂岩に砂礫岩・粉砂質板岩随伴，植物化石と *Palaeomutela*, *Palaeonodonta* を産出 1

吉林省東南部の所謂間島地方には牛丸周太郎（1932）が豆満層と命名した上部古生層があり，上彩秀洞・開山屯附近には開山屯植物層があり，その下に礫岩層が，上には黒色板岩があって北上山地南部の薄衣礫岩や登米粘板岩を想わせる。上彩秀洞にはアルチンスキアンの腕足貝その他の化石を産している。開山屯フローラは平安系の高坊山統，太子河系の彩家統のものと近縁で，今野円蔵によるとその時代はカザニアンで，ゴンドワナ　フローラの要素も混っている由。矢部はこれに反してアンガラ　フローラの要素を混えているという。

この二畳系は豆満江を越えて南下すると蓋馬台地の東方，すなわち豆満地区の市村　毅（1927）が碧城層群と呼んだ地層に繋っている。そのうちには二畳紀中後期の紡錘虫・腕足貝を，そしてその上部層にはアンガラ系の植物化石を蔵している由。

豆満江を越えて満鮮に拡がるこの二畳系は，ソ連側の Grodekovsk 脊斜と共に中期地塊の東縁を限る古生層の豆満褶曲帯を形成している。そしてこの褶曲に依って興凱地域は中朝地塊から隔てられているのである。

日本では北上山地南部にアルチンスキアンのカタイシア型植物群があり，豆満地区はまさに二畳紀にアンガラ・カタイシア両植物区の接触帯となっていた。

東満山地ではこの地帯から西方に二畳石炭紀層が広く分布している。そして志留・泥盆紀層も散在している。しかし寒武・奥陶両紀の化石は未だ樺甸・輝南以北では発見されていない。しかしこの山地の中軸を北東に走る完達山脈には浅野五郎が先寒武紀とした麻山附近の変質した古期岩層があり，麻山統と呼ばれ，遼河系の一員ではないかと考えられていた。劉効良（1981）は麻山と穆稜との間に位する鶏西市西部竜山屯の麻山層群柳生組石場段下部の砕屑状透輝石岩中から *Arumberia banksi* GLAESSNER and WALTER, *Glasseria* sp. を含む4属6種を記載した。そしてこれらの化石を先寒武紀終末期の Ediacara フォーナに帰している。

この山系北東端部で東列をなす那丹哈達嶺北部の時代未詳の中古生層は最近古生界上部層であることが

判明した。その層序は下記の如くである。

二畳系上部　東大溝組（350米）：板岩・砂岩・珪質岩等に火山岩・石灰岩を挟有，上部に *Neoschwagerina, Verbeekina* 下部に *Nagatoella*

石炭系上部　板廟溝組（1900米）：板岩・珪質岩，砂岩・中性塩基性火山岩に石炭岩。*Triticites, Pseudoschwagering, Corwenia*

石炭系下部　二聯橋組（4,000米）：*Cenosphera, Fusulinella, Profusulinella*

石炭・泥盆系　大代河層群

密山の泥盆紀黒台層はこの南西延長上にある。逆に北東方には Chabarowsk 近傍の二畳系乃至上部石炭系がある。

これを要するに古生代には南満洲・朝鮮半島を含む所謂中朝地塊の北側に蒙古地向斜があり，その東方で東満山地を南下して，豆満綏芬地区を経て日本の秩父地向斜と繋り，中朝地塊が広く陸化していた古生代中葉に於いては，例外的に日本海側から志留紀に北朝鮮へ海水が侵入しているのである。二畳紀後半には中北満まで蒙古地向斜から広く海水が退いて，アンガラ古植物区がこの地方まで拡大する。しかし海水は豆満・綏芬地帯には残存する。この地区の西側では，現在上部二畳系を含む古期岩層が東満山地を北東走向に斜走して完達山脈を形成し，その延長上にハバロフスクの二畳石炭系が位している。

（1984年4月19日受理）

地学雑誌 93-4 (1984)

韓国車嶺山脈中部地域の民家

佐々木史郎*

On the House Type in the Central Part of the Charyeong Range, Korea

Shiro SASAKI

Abstract

Korean houses haven been classified, based on the regional styles of floorplan, into several types, such as the Northeastern type, Northwestern type, Central type, Southern type and Quelpart Island type, The Central type is prominent in the central part of Korean Peninsula including both Seoul and Gyeong-gi Province as its center and the Southern type spreads over the southern part, on the features and distribution of which nearly all studies have agreed. They have made clear that these two types have some common features such as a single-row-room plan with "daecheong" (a hall-like space with a board floor) in the center of the house. But they also indicate that the Central type has basically an L-shaped plan, while the Southern type has an I-shaped plan shunning a bended ridge, and that the open structure such as veranda, windows and doors are more frequently found in the latter. The distribution boundary between these two types has been regarded as running along the Charyeong Range (a range diverging from the Taebaek Range, the backbone of the Korean Peninsula, at the Mt. Odae, and running southwestward).

The author did the field work in the central of the Charyeong Range, the border between Gyeong-gi Province and North Chung-cheong Province, and tried to clarify the features and distribution of the house types seen in this region, and also tried to find out if there is any relation between the house type and some other cultural factors, such as the terminology and the use of a room.

In this paper, several findings observed during the course of this study are presented:

1. The so-called "Central type" houses are distributed everywhere in Seoul-Gyeong-gi Province area, and in some parts in the southern region of the Charyeong Range. However, in the piedmont of the southern edge of Gyeong-gi Province (northern piedmont of the Charyeong Range; Yicheong and Yeoju counties), they begin to decrease in number, and in place of them, the I-shaped single-row-room type without "daecheong" becomes far more prominent. This type is fairly universally seen in all parts of the Korean Peninsula except Seoul-Gyeong-gi area and the northeastern mountainous part.

I-shaped houses with "daecheong" are found, though not in so large a number, in North Chung-cheong Province, but it is in the region near the Sobaek Range (one of the branches of the Taebaek Range locating to the south of the Charyeong Range) that the typical South-

* 福島工業高等専門学校 Fukushima National College of Technology

ern type becomes dominant.

In brief, there is not a sudden and complete change of the type from the Central to the Southern one and their co-existence is not noticeable and, between these two types, there seems to be a third type which is an I-shaped house without "daecheong" and may be called a "General type".

2. In Jeon-ra Province, it seems to be believed that a house with a bended roof ridge (L or U-shaped house) brings bad luck, but in the Central region, people seem to have preference for L or U-shaped house, and particularly in Seoul and its suburbs, it is popular to build L or U-shaped houses so as to enclose the courtyard. However, this style can be thought of as influenced by the urban culture. In the villages in Charyeong Range region, even L-shaped houses do not show the above-mentioned enclosing arrangement.

3. There are tow common names for a housewife's room in Korea; one is "anbang" which means "inner room", and the other is "Keunbang" meaning "big room". These names do not necessarily reflect the actual position or size of the room, but there seems to be a regional differentiation in their use. In the central and northern parts of the Korean Peninsula, the former is used, while in the southern part, the latter is popular. But their distribution boundary does not coincide with the Charyeong Range and there is no relation between these names and the house types. From these facts, the author concludes that the types of the floorplan and the name of a housewife's room belong to a different cultural categories.

I. はしがき

朝鮮半島の民家建築については，古くは高麗時代の「三国史記」，李氏朝鮮時代の「山林経済」，「林園十六志」，「択里志」といった古典地誌や農書，あるいは「後漢書」，「三国志」，「高麗図経」などの中国古文献の中に断片的な記述が散見される[1]。しかし，現地調査を伴った本格的な民家研究が本邦に多数紹介されるようになったのは，船越欽哉（1898）[2]の報告以降のことであろう。特に1910年の日韓併合以降朝鮮総督府による調査事業や朝鮮建築会[3]の研究活動が活発化し，日本の植民地支配が終わる1945年までの期間にかなりの量の研究の蓄積をみた。第2次大戦後は研究の主体が韓国人研究者に移り，建築学のみならず，地理学，民俗学，文化人類学など多くの分野で民家研究が手がけられ，新たな視点や発見もいくつか加えられつつある。

民家に関するさまざまな研究課題の中で，間取り形式の地方的特徴の把握というテーマは比較的早くから着目されるところとなり，岩槻善之（1924）[4]をはじめとして，これまでに幾人かの研究者が間取りの地方的類型区分を試みている。民家の間取りは，建築材料や建築技術の変化に応じて短期間に変化しやすい性質のものではない上，地域の経済生活，住空間に対する認識や空間占有の様式，風土への対応など，無形の文化要素も含む居住文化の諸相を集約的に反映することが多い。そのため，住生活と結びついた文化地域の設定や文化伝播の解明の指標の一つとしても重要な意義をもつ。

本研究は，こうした間取り形式の地方的特徴を論じた従来の諸研究がほぼ一致して抽出している二つの類型をとり上げ，その分類指標の妥当性を検討しながら，各民家型の概念を整理するとともに，民家型分布および民家にまつわるいくつかの文化要素の地方的傾向を検討して，民家というものに集約された地域的な居住文化の存在をさぐろうとするものである。

II. 問題の所在と本研究の目的・方法

1) 間取りの構成と従来の類型区分案

朝鮮半島の民家は柱間を通常8尺にとり，これを一辺とした方形の部屋を基本的な構成単位としている[5)]。中流の伝統的な農家建築では，厨房1に居室2～3程度が住生活の基本的な単位であり，場合によって，これに板間や各種収納空間，飼畜用空間などが付加される。上流住宅になると，さらに使用人部屋，納戸，高楼などが加わって，家構が複雑化していく。

床の構造は，オンドル，板間，土間の3種があり，家人の居室はもっぱらオンドルになっている。これは石や土で固めた床の下に煙道を設け，その中に熱煙を通して，床面から室内を暖房する方式で，朝鮮半

第1表 韓国民家の各部位の呼称・機能・構造

呼称訳語(原語・略号)	機能その他の特徴（床構造：◎オンドル，○：板間，●土間）
厨房(부엌・B)	●炊事，隣接するオンドル房への送熱
〃（정지・J）	●上記Bに同じ。南部の慶尚道，全羅道地方で多く用いられる呼称
内房(안방・A)	◎主婦の居室・主人夫婦の寝室。通常は厨房に隣接する。外部人士に対しては閉鎖的な性格が強い。
下房(아랫방・Ar)	◎同一の焚口からオンドル房が2間続く時，焚口に近い方の部屋をいう。主屋では内房と一致する場合が多い。
上房(웃방・W)	◎上記 Ar に続く部屋で焚口から遠い方に位置する。成年子女の居室など。
大房(큰방・K)	◎内容的には上記Aに同じ。実際の部屋の規模とは必ずしも関係はなく，南部地方で多く用いられる呼称。
小房(작은방・Ja)	◎老人や成年子女の居室，上記W，下記Gにほぼ同じ。上記K同様実際の大きさとは必ずしも一致しない呼称。
越房(건넌방・G)	◎板の間をはさんで上記AないしKと向かい合う部屋，一種の離れ，老人や成年子女の居室。
舎廊房(사랑방・S)	◎主人の書斎兼接客室。家構規模により別棟(舎廊棟)に置かれることもある。2間並ぶ場合，焚口に近い方を下舎廊（아랫사랑・As)，遠い方を上舎廊(윗사랑・Ws)と呼んで区別するのは上記 Ar，W と同様。
大庁(대청，대청마루，Dm)	○家屋中央部に置かれる板の間。一種のホール。家内神（上樑神）の安置場所，儀礼の際の上座，穀物の貯蔵場所，家屋の「内」と「外」および部屋と部屋の間の通路，庶民住宅における夏季の家族共通の生活空間などとして多様な機能を有する。
内庁(청안・Ac)	○内容的にはほぼ Dm に等しいが，もっぱら主屋において用いられる呼称。Dm よりはやや閉鎖的な性格をもつ。慶尚南道地方に多い。
楼縁(누마루・Nm)	○本来は高楼状の板の間を指すが，単なる縁側部分の呼称に誤用されることもある。
縁側(툇마루・m)	○部屋の外側に設けられた板敷きの縁側，家屋構造材の枠内に設けられるものと，その枠外に簡単な漏れ縁として張り出させるものとがある。
土縁(토방・tb)	●板敷きの縁側の代わりに軒下に作ったやや高い三和土(たたき)部分。
物置(방・g)	●物置部屋。
虚間(헛간・h)	●特に前面を開放状態にした土間の物置をいう。納屋。
薪置場(나뭇간・n)	●厨房の一隅などに簡単な仕切りを施した薪置場。粗朶，藁などの燃料を置く。
廐養間(외양간・oi)	●畜舎，主として牛を飼養する。
醤甕台(장독대・jd)	●醤油・味噌・漬物などの甕を並べておく場所。庭の一隅や厨房のわきに平石やセメントで作る。
前庭・中庭(마당・md)	●主屋前面にひらけた庭，農家では籾し，脱穀などの作業場となる。

島全域に普及し，さらに，不完全な形ながら，済洲島の民家にも採り入れられている[6]。厨房や納屋は土間,「大庁」とよばれる一種のホールや縁側は床下を吹抜けにした板間になっている。

間取りを構成する主な部位の呼称や使用傾向その他の特徴は，おおよそ第1表の通りである。儒教的な家族観念が根強いため，性別や家族内での地位が家屋内の空間占有をも強く規定しており，部屋の位置や呼称と使用主体とがかなり明確な対応関係を示している。

概して朝鮮半島の民家は，外形，間取りとも，日本民家のそれに比べ，単純で多様性に乏しい印象を与えやすい。しかし，家屋全体の平面形（曲屋・直屋の別など），オンドル房の接続方法，板間の発達の程度や配置などには，ある程度の地方的差異が認められることから，これまで幾人かの研究者が間取りの地方類型を整理している。

(1) 岩槻善之（1924）の分類

間取り形式の地方的特徴に着目した類型区分として，初めての試みである[7]。ただし，済洲島の民家への言及を欠く。

①北鮮型：飼畜用空間（喂養間または馬厩）を包摂した広い厨房にオンドル房が複列に接続する。部屋数が増せば田字形の間取りをなすこともある。

②京城型：京城（現在のソウル）一帯に分布する型。部屋は単列に並べ，必ず棟を屈曲させて曲屋型とする。三間以上の住宅では，1間は必ず大庁とし，これを南面させる。

③中鮮型：基本的には京城型とほぼ等しいが，大庁を設けない場合もあり，また設けても必ずしも南面させない。

④西鮮型：単列式の房配置は中鮮型と同様だが，全体の平面型は直屋型とする。大庁は設けない。

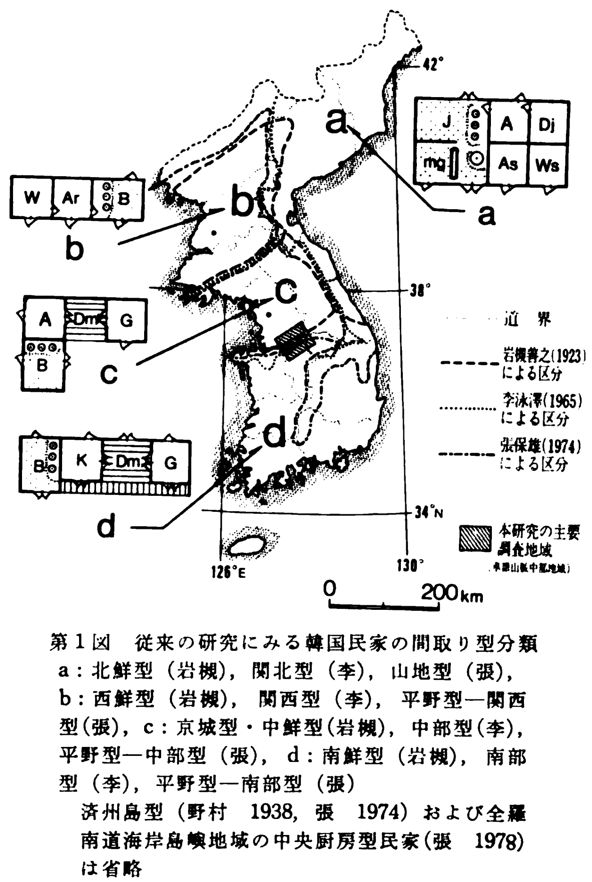
⑤南鮮型：西鮮型と同様，単列房配置の直屋型であるが，中央に必ず大庁を設けて，これを南面させ，大きさも2～3間分にすることもある。

上記のうち，京城型と中鮮型を区別している点，西鮮地方（平安南北道，黄海道北部）における大庁や曲屋の有無などについては，のちの調査資料等を見れば，若干修正の必要も含んでいるが，この分類案の大局は，のちの研究でもほぼ踏襲されている。

(2) 野村孝文（1938）の分類[8]

野村は，岩槻のような地域区分図は示していないが，民家型の分化・変遷過程を考察して以下のような分類をおこなった。

①済州島型：田字形間取りの変形で，北鮮型との共通性もうかがわれるが，オンドルの構造はきわめて不完全で，むしろ板間が生活の中心の場となっている。



第1図　従来の研究にみる韓国民家の間取り型分類
a：北鮮型（岩槻），関北型（李），山地型（張），b：西鮮型（岩槻），関西型（李），平野型—関西型(張)，c：京城型・中鮮型(岩槻)，中部型(李)，平野型—中部型（張），d：南鮮型（岩槻），南部型（李），平野型—南部型（張）
済州島型（野村　1938，張　1974）および全羅南道海岸島嶼地域の中央厨房型民家(張　1978)は省略

②北鮮型：岩槻の案とほぼ同様。

③一般型：済州島および北鮮地方を除いた朝鮮半島のほぼ全域に分布する単列房配置の直屋型民家。岩槻のいう西鮮型や南鮮型はこれを共通の母型とする。

④都会型：岩槻の分類中，京城型と中鮮型がこれに相当する。

済州島型と北鮮型の類以性，一般型の概念など，民家史を考える上で重要な指摘を含む。ただし，「都会型」という語は，京畿道農村部あるいはソウル・京畿道以外の地方都市の実態に照らしてみると，疑問が残る。

(3) 李泳澤（1965）の分類[9]

各地方出身者に対するアンケート調査で収集した資料を中心におこなった分類である。

①中部型，②南部型，③関西型，④関北型

変化型や拡大型の扱いを除けば，基本的に岩槻の分類とよく対応する（第1図）。なお，済州島の民家を南部型に含めている点，関北型の分布南限を江原道中部とした点などには，のちに異論が出されている[10]。

(4) 張保雄（1974）の分類[11]

具体的な地域名や形態論的表現を避け，各民家型が分布する地勢上の特徴およびそこでの生活様式に着目した分類である。

①山地型：岩槻の北鮮型に相当する。寒気，積雪，平地不足などといった山間地域の環境下での生活に適した形態といえる。

②平野型：単列房配置の民家型，棟の屈曲の有無や板間の発達の状態と分布地域との対応から，さらに関西型，中部型，南部型に細分される。

③島嶼型：済州島の民家型がこれに属する。

岩槻の分類案との対応関係は，おおよそ第1図のようになる。

張はその後，全羅南道の海岸島嶼地域において，中央厨房型という新たな類型の民家を発見，報告し（張 1978）[12]，さらに，それを含め，かつ形態論的な視点を加味した新分類をおこなっている（張 1980）[13]。ただし，本研究で扱う部分については，ほぼ上記の旧分類と一致しているため，本稿では詳述を省く。

なお，以下の文中で用いる類型名は，便宜上，李泳澤のものに従うこととする。

2) 問題の所在と研究目的

上記の諸分類を照合してみると，分類上の位置づけや用語法を除けば，かなりよく対応する。ただし，分類の指標のとり方，分布境界の設定などに若干不一致を残しているし，そのような各民家型の接触地帯における変容ないし漸移・混淆の状態に対する検討もまだ充分ではない。また，民家形態の差という可視的な現象の背後にある総体的ないし複合的な居住文化の地域差の検討といった問題も残されている。

そこで本研究では，まず民家型の概念および分布域について比較的統一された見解を得ている中部型と南部型をとり上げ，以下のような方向で調査，考察を進めることにした。

(1) まず従来両型の分布境界と目されてきた車嶺山脈地域に分布する民家の形態的特徴を把握し，従来の分類案の妥当性を検討する。

(2) 両型の接触変容もしくは漸移・混淆の実態を検討する。特に中部型については，中国からの伝来要素を含み，ソウル[14]の中央文化と結びついて分布域を拡大してきたとする見方[15]が有力であるため，その分布南限とされる車嶺山脈以南への中部型の浸透，同山脈以北における他型の残存，中間的ないし折衷的な形態の有無などをみる。

(3) 民家型の別と結びつく可能性のあるいくつかの文化要素を選んで，その分布傾向を調査し，地域的な居住文化の複合状態を推定する。

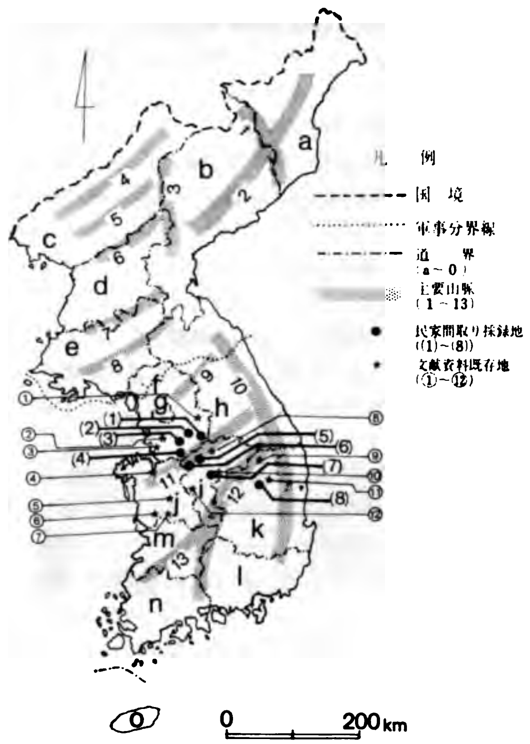
3) 研究方法

本研究では，現地調査と文献調査で得た資料を地域別に整理しながら，上記の諸点を検討した。

現地調査は1976年3月，1980年11月，1981年6月および1981年10月に実施した。調査対象地域とした車嶺山脈中部地域は京畿道と忠清北道の道界部にあたり，首都ソウルに近いにもかかわらず，古民家の間取りなどは比較的よく保存されている。同山脈西部地域は，山脈が高度を減じて平野に漸移するあたりであり，中部型から南部型への移行が不明瞭と予測された。一方，同山脈東部地域は江原道に連なる部分であり，関北型との混淆も加わってくることも考えられた。そのため，まず中部型と南部型の対比とその間の移行が比較的狭い地域内で把握できそうな同山脈中部地域から調査を始めることにした（第2図）。

調査は，その中で最も一般的な型および従来の研究でいう中部型を中心に行った。なお，対象を選定する際には，家構規模が大きく，特殊な要素も加わる上流住宅，極端な下層住宅，店舗などは避け，オンドル房2～4間程度のものを選ぶよう留意した[16]。

調査内容は訪問調査による宅地および民家間取りの見取図の作成，写真撮影，住民への聞き取りが中心である。主な聞き取り項目は，建築年代，建築担当者およびその出身地，家族構成，農業経営の規模と内容[17]，家屋改造の有無，各部屋の呼称および使用状況，家屋建築に関する俗信などである。また，調査地点間の移動時を利用して，家屋の外形，特に曲屋・直屋の別と大庁の有無の分布傾向を把握するよう努めた。



第2図　調 査 地 域

〔道名〕 a：咸境北道，b：咸境南道，c：平安北道，d：平安南道，e：黄海道，f：京畿道，g：ソウル特別市，h：江原道，i：忠清北道，j：忠清南道，k：慶尚北道，l：慶尚南道，m：全羅北道，n：全羅南道，o：済州道
〔山脈名〕 1：摩天嶺山脈，2：咸境山脈，3：狼林山脈，4：江南山脈，5：狄踰嶺山脈，6：妙香山脈，7：彦真山脈，8：滅悪山脈，9：広州山脈，10：車嶺山脈，11：太白山脈，12：小白山脈，13：蘆嶺山脈
〔市郡名〕 (1) 驪州，(2) 利川，(3) 竜仁，(4) 安城，(5) 陰城，(6) 鎮川，(7) 槐山，(8) 安東；①楊平，②水原，③平沢，④礼山，⑤公州，⑥論山，⑦扶余，⑧中原，⑨栄州，⑩槐山，⑩安東，⑫清原

文献調査は，民家建築やそれにまつわる習俗全般に関するもののほか，入手文献の中で郡[18]くらいのレベルまで調査地点が明記されているものを選び，間取図や部屋の呼称等を参照した。

III. 曲屋型民家の間取りと分布

ソウル・京畿道を中心とした朝鮮半島中部地方一帯に分布する民家型の特徴として，従来の諸研究が一致して指摘しているのは，棟をカギの手に屈曲させたいわゆる曲屋（マガリヤ）型の平面である。中部地方一帯をほぼ均等に調査して，民家の平面形の分布を量的に把握した李燦（1975）[19]の研究でも，車嶺山

脈以北でこの曲屋型民家の比率が高くなることが報告されている。筆者の現地調査では，同山脈の南北で数例ずつ曲屋型民家の間取りを採録した。従来典型的な中部型の間取りは中央に大庁をもつものだが，それ以外の間取りを示すものもみられた。

1) 大庁式曲屋型民家の間取り

〔事例１〕忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，Ｃ氏宅.

1940年代の建築による大庁式曲屋型民家。鎮川郡に隣接する忠清北道陰城郡出身者が建築を担当したと伝えられる。日干しレンガの塀を一部にめぐらせた約80坪の敷地内には主屋，外便所，醤甕台のみが配置され，大門，喂養間，納屋などの大型付属建物はない。主屋はかなり高い基壇（約60cm）の上にのっている。セマウル運動[20]による屋根改造はまだ施されておらず，旧来の藁葺屋根をとどめている（写真1)。

主屋の間取りの構成は，厨房・納屋・大庁・舎廊房からなり，「中部型」の最小単位とでもいうべき形態を示している（第3-a 図)。もう少し家構が大きくなると，大庁が２間分になったり，縁側がふえたりする。また，厨房に隣接してオンドル房をもう１間加えることも多いが，その場合の焚口は厨房の外に専用のものを別置するのが普通である。

家人の起居は，夏季を除き，内房と舎廊房を使用する。オンドルの送熱は，内房は厨房内の炊事用かまどから，また舎廊房は部屋の前の基壇に設けた専用の焚口からなされる。

内房と舎廊房の間の大庁は，南向きに前面を開放した１間分の板間で，床下は吹抜けになっており，オンドルの煙道は通じていない。大庁の奥には奥行65cm ほどの土間部分をとり，上方に２本の棒架をわたして，物をのせられるようにしている。内房の壁から厨房のかまどの上にはり出した小物入れの戸棚（壁蔵）とともに，当民家では数少ない専用の収納空間である。

なお，大庁をはさんで内房と向かい合う部屋は，通常「越房」とよばれるが，この家では部屋の位置に由来する「越房」ではなく，使用目的上の呼称である「舎廊房」という語でよびならわしている。

〔事例２〕忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里　Ｙ氏宅.

やや小規模ながら大庁に以た板間をもつ曲屋型民家，現主人のＹ氏が1956年に建築したもので，年代的には比較的新しいが，形態および建築手法の上からは，伝統的な農家建築といってよい。瓦葺きの屋根をもつ主屋のほか，喂養間と虚間からなる大型の付属舎も有し主屋の規模，全体の家構規模ともに同集落内では大きい方に属する。外便所，鶏舎，醤甕台などは，主屋，付属舎および大門で囲った敷地の枠外に置かれている。

主屋の間取り構成は，舎廊房，厨房，内房，板間（「楼縁」)，越房の順で単列に並び，全体として曲屋型平面をなしている（第3-b 図)。このうち内房は本来，下房・上房の２間に分かれていたが，現在は仕切りの壁を撤去し，２間打ち抜きの広い部屋にしている。家族６名がこの内房のみに起居し，２間ある他のオンドル房は物置部屋同然になっている。子女が幼小のうちは，こうしたことがよくみられる。越房と舎廊房は，オンドルの焚口が厨房内の炊事用かまどとは別に独立したものとなっているため，炊事の際の熱で暖房できる内房と異なり，余分に手間と燃料を要する。家族全員が内房で寝起きすれば，その分が節約できることになる。内房の厨房側の壁には壁蔵を設け，また，裏庭側の壁にも日本家屋の押入れに以た小さな物置部屋を設けて，いずれも内房から物を出し入れできるようにしている。

内房の前面の壁は舎廊房および厨房の前面の線より少し奥に引込んでおり，その部分に縁側状の板間をとっている。この板間は一部を拡げて，事例１でみた大庁に以せているが，１間分の広さはもたず，南面もさせていない。この家では「大庁」とはよばず，高楼を意味する「ヌマル（누마루)[21]」と称しているが，上流住宅などでみられる本来のヌマルとは位置，形状とも異なっており，おそらく呼称の誤用と思われる。

なお，付属舎は牛２頭を収容する喂養間と大型農具や肥料などを収納する虚間とからなり，オンドル房は置いていない。

上記２例のうち，主屋の間取り自体は，従来知られている中部型の特徴をほぼ備えている。ただし，ソウル市街およびその近郊でみられるような副屋と組み合わせていない。これは都市部のように家構が道路

や宅地割によって制約を受けることが少ないため，もともとソウル地方の都市的家構と結びついていた曲屋型平面が，その結びつきから離れて，独自にこの地域に成立したものとみられる。

一方，事例2は，一見中部型に以た間取りを示しているが，板間の形状や方位などについてみると，後述する無庁式直屋型民家の変形と考えることもできそうである。すなわち，事例5や6のように厨房に連結した2間のオンドル房（下房と上房）を南面させて，その前面に縁側を設け，さらにその縁側の一部を拡大させて越房を接続させると，この事例2のような形になる。全体としては曲屋をなすが，間取りは折衷型，もしくは無庁式直屋型を母体とした中部型の模倣形態ともみることができよう。なお，事例2と全く同様の間取りは京畿道安城郡三竹面基率里でも採録された。こちらは1930年代の建築であった。



写真1　大庁式曲屋型民家
（事例1　忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里　C氏宅，1976．3．22）



写真2　無庁式曲屋型民家
（事例3　京畿道驪州郡加南面三承里　C氏宅，1976．3．25）

2）無庁式曲屋型民家の間取り

〔事例3〕京畿道驪洲郡加南面三承里　C氏宅.

京畿道の南東端に位置し，江原道および忠清北道に接する驪洲郡で採録した曲屋型民家である。大庁を欠き，事例1，2とはかなり異なった間取りを示している。1940年代の建築とされるが，全体的にかなり老朽化した印象を与える。屋根は藁葺きのままであり，それ以外の箇所も改造を加えたところはない。家根の基壇はごく低い（写真2）。

タバコ栽培農家であるが，乾燥庫や納屋などの付属建物はもたず，敷地内には主屋，外便所，醬甕台のみが配置されている。

主屋の間取りは，曲屋の屈曲部に厨房を置き，そこをかなめにして，一方に内房と虚間，他方に舎廊房と物置部屋を配置する形をとっている（第3-c図）。厨房はかなり広くとり，入口付近に薪置場と甕置場を設けている。厨房内のかまどは内房の側にしかない。舎廊房のオンドルの焚口は厨房の背戸口を出たところにあり，周囲をむしろと藁で囲っている。舎廊房の煙突は前庭の方に立てられているが，このような形は珍しい。

内房は2間分の広さがあるが，建築当初から間仕切りの壁はなく，この形であったという。出入口の前には簡単な濡縁を付けている。内房の隣は虚間で，その部分のみ，外壁の一部に日干しレンガを用い，他の部位よりも粗末な造りにしている。舎廊房の隣も土間の物置部屋であるが，前面には扉をつけており，収納物も家具や日用雑貨であって，虚間のように農具等を収納することはない。

棟の屈曲部は雨水が集まって，厨房入口あたりに落下するらしく，そのあたりから生垣の外まで簡単な排水溝を堀っている。

このような棟の屈曲部に厨房を置いた無庁式曲屋型民家は，筆者の調査では，この1例のみであった。曲屋型民家であっても，前出の2例に比べ，全体に閉鎖的な印象を与える。李泳澤（1965）の報告の中には，この事例3と同様，屈曲部に厨房を置いた曲屋型民家が関西型の例として紹介されている[22]。ただし，



それは厨房の両翼に隣接するオンドル部屋の焚口をすべて厨房内に集中させている点が，事例3と異なっている。この事例3が李の示した関西型と同系統のものか，それとも後述する直屋型民家からの変化なのか，あるいは全く例外的な間取り形式なのかについては，現時点では判断の材料に乏しい。

3) 曲屋型民家の分布

事例3のような，やや特殊な例は別としても，事例1や2のような曲屋型民家は，ソウル・京畿道一帯に広く分布しており，筆者の調査でも，京畿道の農村部では安城郡，利川郡，龍仁郡，驪州郡などでこれらの型が認められた。さらに忠清北道鎮川郡，陰城郡，慶尚北道安東郡などでも同様の型が採録されたほか，忠清南道牙山郡，論山郡などでも報告がある（野村1981）[23]ので，一部ではかなり南下していることがうかがわれる。しかし，筆者の調査地域において，曲屋型民家の量的卓越が顕著なのは，主に京畿道の平野部であり，京畿道内でも忠清北道に近い安城郡，龍仁郡，利川郡，驪州郡などの車嶺山脈北麓地帯では，曲屋型民家の比率が減り，かわって後述する無庁式直屋型民家が卓越するようになる。概して都市部の近くで曲屋が多くなる傾向はうかがわれたが，その実態の把握は量的にはまだ不十分である。

経済水準との対応についても，まだ検討が充分でないが，曲屋型民家が比較的富裕な層と結びついて拡散していったという傾向はうかがわれない。上流住宅の場合は，李朝時代に漢陽で官職にあった者が帰郷して，都の住宅様式を南部地方にもたらしたという例もあるが，それは特殊例である。直屋型民家の卓越する地方において，曲屋型を採用している家が，家構規模や経済

水準に関して，必ずしも他家に優越しているということはない。無庁式直屋型民家は，主屋のみをみれば，厨房1・オンドル房2という3間型が多いが，そこから家構を拡大していく際，ただちに曲屋型に発展するものではなく，直屋型のままで，厨房をはさんで内房と反対側にオンドル房を付加したり，収納空間を増設したりして解決することが多い。また，宅地割の制約などにより，直屋型の主屋自体の拡大が困難な場合でも，オンドル房，虚間，喂養間などを組み合わせた副屋を主屋と平行に建てて，二字形の家構にすることがあるので，主屋自体の規模は小さくとも，全体の家構規模や間数において，曲屋型を上回ることも少なくない。直屋型の卓越する地域では，住民の意識が必ずしも曲屋型を直屋型よりも上格のものと捉えているわけではなく，むしろ直屋型に対する根強い選好をうかがわせている。

なお，張保雄（1980）は，民家型の新分類案を示した際に，内部の間取りは中部型と異なるが，全体の平面形が曲屋型ををなすような民家が，ソウル・京畿道とほぼ同じ緯度帯に沿って，江原道地方にまで分布していることを示した[24]。このことは，この地帯に曲屋型平面に対する特別な選好の観念が存在しているのか，あるいは本来中部型とは別系統の民家型が分布していた江原道において，中部型の模倣が単に曲屋型平面の採用という面でのみ進行したのかという問題を示唆している。ただし，張が曲屋型平面として挙げているものの中には，大屋根からの葺き下ろしや簡便なさしかけ，喂養間の張り出しなどによって，全体の平面型がカギの手にみえるだけで，実際の棟は屈曲していないものも含まれており，これらも曲屋として同列に扱っていいいかどうかについては検討の余地がある。

IV. 直屋型民家の間取りと分布

先に概観したように，従来の研究では，中部地方を除く朝鮮半島各地と済州島には，棟をカギの手に屈曲させない直屋型民家が卓越するとされている。ただし，咸鏡南北道を中心とする関北地方と済州島に分布する直屋は，複列式の房配置を特徴としており，本研究の対象地域でみられる直屋とは系統を異にしている。ここでは直屋型民家のうち，本研究と直接関係のある単列房式の直屋のみを扱うこととする。

1) 無庁式直屋型民家の間取り

京畿道の南縁部あたりから，曲屋型民家に代わって，直屋型民家が頻出するようになる。厨房から一方向にオンドル房2間を単列に接続させ，それらの間に大庁を置かない無庁式の直屋型民家が目立つ。この型の間取りはきわめて単純であるが，縁側，他のオンドル房，物置等の有無により，以下でみるように，ある程度の多様性が生じてくる。

〔事例4〕京畿道安城郡二竹面梅谷里　H氏宅.

1960年に現主人が建築した無庁式の直屋型民家，前面の土縁部分にセメントを用いるなど，新しい工法



写真3　無庁式直屋型民家
（事例4　京畿道安城郡二竹面梅谷里，H氏宅，1976. 3. 23）



写真4　無庁式直屋型民家
（忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，O氏宅，1976. 3. 22）
事例4とほぼ同様の間取りをもつ直屋型民家。主屋の右手前は喂養間，宅地入口の左は便所

も入っているが，全体の形状は周辺地域の古家屋と大体等しく，屋根も藁葺きのままである（写真３）。この家を新築する以前に主んでいた古家は，土縁のかわりに簡単な濡縁が付いていたのと，厨房と反対側の端に物置を設けていたことを除けば，基本的に現在の主屋とほぼ同様であった。

緩斜面を背にし，前方に畑地のひろがる敷地は，輪郭が判然としないが，主屋，喂養間，外便所，豚舎，醤甕台等で前庭を囲むようにしている。醤甕台の横には土製の養蜂筒も立てている。

主屋の間取りは，向かって左から厨房，内房，上房が一列に並び，その前面の軒下の部分にセメントで固めた低い土縁が付くだけで，きわめて単純な形態を示している。この土縁は，板張りの縁側に発達する前段階の形態といえよう。厨房の前は板壁で囲って，燃料の薬や粗朶を積んでいる（第4-a 図）。

内房と上房の間は壁で仕切られ，直接往来できないので，いったん外に出て，土縁を経由しなければならない。

「上房」という呼称は，オンドルの焚口から遠い方の部屋の格が上という意味は含まない。暖房の条件は内房（下房）より劣り，特に床面のうちでは焚口から最も遠いウンモク（웃목）とよばれる部分[25]は，熱があまり及ばないため，この家のように他に収納間や板間をもたない場合は，穀物やイモなどの貯蔵場所に用いられることが多い。

〔事例５〕京畿道安城郡金光面三興里　Y氏宅.

約100年前の建築と伝えられる無庁式の直屋型民家で，建築担当者は不詳である。

主屋と副屋の二字形家構をとり，主屋の方と側方にはコンクリート塀と生垣をめぐらしている。副屋はそれ自体が敷地の一辺をなしている。

藁葺屋根をとどめる主屋は，正面向かって右から厨房，下房，上房の順に並び，下房と上房の前には縁側を設けている。この縁側は家屋の構造柱の枠の外に張り出した濡縁ではなく，枠内に取り込まれた形になっている。下房と上房は本来壁で仕切られていたが，のちに２間打抜きの内房にして，現在に至っている（第4-b 図）。

なお，この事例５のように，向かって右端に厨房を置く家は比較的珍しい。勿論，道路や大門との関係，周囲の地勢の影響等により例外はあるが，「右厨房の家は縁起が悪い」という俗信も伝えられており，概して左厨房をとる例が多い。

副屋（舎廊棟）は舎廊厨房，下舎廊，上舎廊，虚間，喂養間からなり，主屋より構えが大きい。建物の基底部は主屋と同様，直屋であるが，屋根は舎廊厨房わきの大門の上まで伸びているので，屋根の棟はカギの手に屈曲している。２間ある舎廊房のうち，上舎廊は納戸として使用されている。

〔事例６〕忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里　N氏宅.

忠清北道清洲市より移住した現主人が1963年に新築した無庁式の直屋型民家で，主屋自体の規模は事例５より大きい。また，屋根は当初から瓦葺きである（写真５）。



写真５　無庁式直屋型民家
（事例６　忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，N氏宅，1976. 3. 22）



写真６　大庁式直屋型民家
（慶尚南道固城郡下一面龍台里，O氏宅，1981. 7. 23）

敷地内には直屋型の主屋と副屋（舎廊棟）が直角に配置されているほか，便所と組み合わせたきわめて簡単な造りの暇養間が主屋の右手前に建てられている。

主屋は，向かって左から物置，越房，厨房，内房，物置という順で単列に並べた直屋型民家である。内房の前縁には事例５と同様の縁側が付く（第4-c 図）。

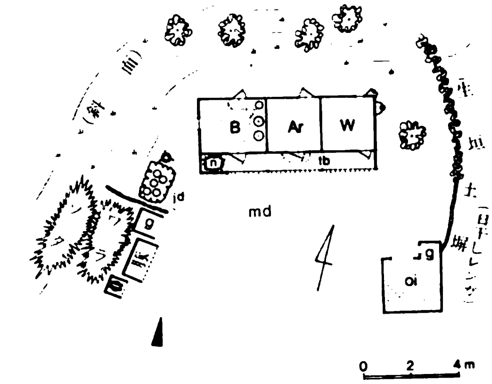
内房は２間の広さをもち，出入口も前面に２カ所設けられているが，建築当初より間仕切りの壁はなかったという。厨房のかまど上方の壁蔵は内房の壁に開口するが，内房わきの物置は扉が前面にしかないため，内房から直接物を出し入れすることはできない。

厨房を隔てて内房と反対側に置かれた越房は，厨房内のかまどからではなく，部屋の前に設けた専用の焚口から送熱する。したがって，厨房の両側にオンドル房を配置しているものの，全羅南道の南西海岸・島嶼地域の中央厨房型民家のように厨房内から両側のオンドルに送熱する方式とは系統を異にするものといえる。むしろ事例５や６のような末端厨房式３間型民家の拡大型とみるべきであろう。ただし，この越房は，暖房用燃料節約のため，家人の寝室には用いず，温暖季に子女の勉強部室などに用いる以外は，日用雑貨や穀物などの貯蔵にあてられている。

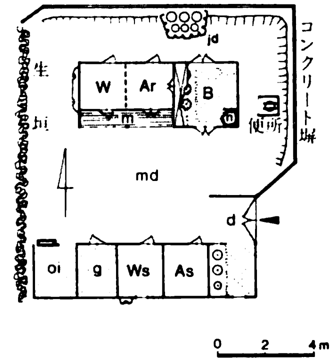
別棟の舎廊房はコンクリートブロックで壁を作っている。２間分の広さがあるが，中間に間仕切りはない。焚口は主屋との間のさしかけ屋根の下にあり，かまどには家畜（牛）の飼料を煮る大釜がかかっている。舎廊房のわきは門扉なしの大門があり，そこまで一続きの屋根をのせている。

以上の３つの事例について，主屋の間取りを対比してみると，無庁式直屋型民家の間取りの拡大過程がうかがわれる。

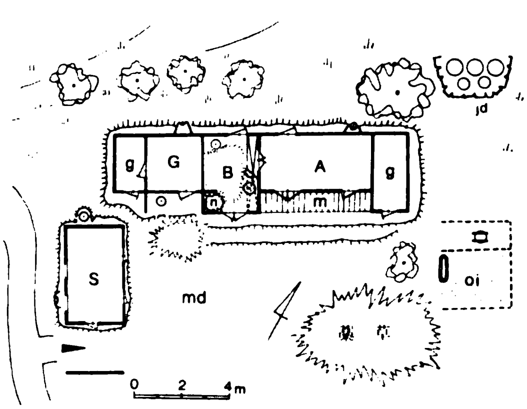
韓国民家の最小単位ともいうべき一厨一房型（厨房・オンドル房各１）から発達して，一厨二房型になり，さらにその前面に土縁を加えたのが事例４である。この土縁部分が板張りの濡縁に変わって，家屋の枠外に張り出した型も多



4-a 〔事例４〕 京畿道安城郡二竹面梅谷里，H氏宅の間取り



4-b 〔事例５〕 京畿道安城郡金光面三興里，Y氏宅の間取り



4-c 〔事例６〕 忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，N氏宅の間取り

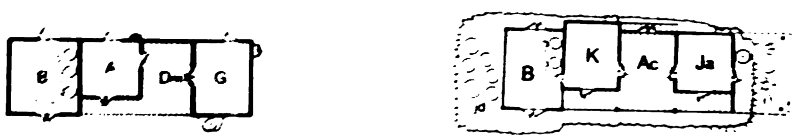
第４図 無庁式直屋型民家の間取り

くみられる。事例5は，板張りの縁側を家屋の構造材の枠内に取り入れたもので，一厨二房型の間取りとしては最も完成された形を示している。事例5では，主屋と向かい合う副屋にさらにオンドル房2間を設けており，主屋の間取りはそのままにして，別棟に起居空間の拡大を求めている。

それに対し，事例6は事例5の拡大型と考えられる。これは，直屋型民家の卓越地域において，事例5のように別棟を建てるよりもずっと少ない経費と労力で部屋数をふやそうとする際に便利な方式であろう。また，複数の小型建物に分散配置されていた各種の機能空間を一棟の大型主屋に集中させるようになってきた最近の傾向と軌を一にするものともみられる。いずれにせよ，この事例6のような間取りが現われるようになったのは，比較的新しいことのようである。

2. 大庁式直屋型民家の間取り

筆者の現地調査では，韓国中部地域において，大庁をもった直屋型民家の間取りを採録することはできなかった。ただし，忠清北道と慶尚北道の道界部を走る小白山脈の北麓では，大庁式の直屋型民家が数例認められたし，南部の慶尚南道や全羅南北道では，前面や家屋末端部に縁側の発達した大庁式直屋型民家が多数みられたので，そのうち二つの間取り例を示して，いわゆる「南部型」の特徴を検討することにする（第5図a，b）。



5-a　忠清北道槐山郡延豊面の大庁式直屋型民家

5-b　慶尚南道固城郡下一面の大庁式直屋型民家

第5図　大庁式直屋型民家の間取り

第5a図は，小白山脈をはさんで慶尚北道聞慶郡と接する忠清北道槐山郡延豊面[26]で採録した大庁式直屋型民家の間取り図である。この地域には一厨二房を基本とする無庁式直屋型民家が多数みられたが，それらとともにこのような大庁式直屋型民家が若干存在している。この例は内房と越房の間に1間の大庁をもつが，縁側や開口部の発達はあまりみられず，次の第5-b図の例に比べると閉鎖的な造りになっている。また，この延豊面における大庁式直屋型民家のうちで，本来第5-a図と同様の間取りであったことを，のちに大庁の板床をオンドルに改造し，前面は出入口だけを残してふさいだという例もみられた。大庁のような板間は，年間を通じて常時使用するところではなく，最低限の住生活に必須の空間というわけでもないので，家族数がふえて部屋数が不足すれば，オンドル房に改造することも多い。また，最近では，大庁や縁側の前面にガラス戸をたてて，夏季以外の季節における板間の居住性を高めている例もみられる。

第5b図は，朝鮮半島の南端に位置する慶尚南道固城郡下一面で採録した大庁式直屋型民家の間取りを示したものである（写真6）。ただし，この地方では一般に「大庁」よりも「内庁」という呼称を用いるようである。広い板間や開口部の発達など，従来指摘されている南部地方の民家の特徴をよく備えている。さらに板間部分が発達すると，大庁を2間分とったり，家屋の後面にも縁側をめぐらせたりした間取りも現われる。ただし，この地方では，大庁の前面に扉をつけ，ふだんは閉鎖して内部を食糧貯蔵室や家内神の安置所にしている例がしばしば認められる。これは，中国からの伝来要素と思われる儀礼・接客用のホール的性格をもった大庁を形の上では取り入れながらも，性格的には食糧貯蔵室兼神聖空間としての在来の「マル（마루）[27]」の特徴を強くとどめたものと思われる。この場合は夏季の生活空間として使用することも制限することが多い。

3） 直屋型民家の分布

ソウルを取りまく京畿道は，全体として曲屋型民家が多いが，忠清北道と接する南縁部（車嶺山脈北麓地帯）あたりから，すでに直屋型民家が目立ちはじめる[28]。ただし，この地域でみられるものは一厨二房式の無庁式直屋型が主体であり，あとは縁側や物置が加わる程度であって，オンドル房の間に1間分の板間（大庁）をはさむ間取りが多くなるのは，小白山脈付近からである。小白山脈以南では大庁をはじめとして，全体に板間部分を広くとる傾向がみられる。しかし，これは家構規模とも関係しており，間口3間の直屋型民家で，そのうちの1間を板間にする例は少ない。末端に厨房を置いた無庁式直屋型民家は，全羅南道の島嶼地域と済州島を除く忠清道以南のほぼ全域に分布しており，南部の慶尚道でも，地域によっても，比率上，大庁式直屋型を上回るところも多い。したがって，大庁式直屋型を「南部型」の間取りとするにしても，それは「南部地方でこの型が数的に卓越する」ということではなく，「主屋の間口を4間以上にとる場合，オンドル房2間の間に大庁をはさむ間取り形式が現われるのが南部地方の民家の特徴」という意味で捉えるべきであろう。一方，一厨二房の三間型の無庁式直屋は，朝鮮半島北西部(関西地方)にも分布がみとめられているため，忠清道以南のこの型を「南部型」に含めることには問題がある。この型は，韓国民家の最小単位ともいうべき一厨一房型からの直接の拡大形態で，地方的特色の発現以前の型と考えられるため，野村（1938）にならって「一般型」[29]という類型で整理するのは妥当性のあることである。ただし，野村自身ものちに指摘しているように（野村　1981）[30]，「一般型」という用語は，関北型や済州島型を含むすべての民家型の母型と解されるおそれもあるので，注意を要する。より限定的な意味をもたせようとするならば，形態論的に「末端厨房式単列房一般型」とするか，あるいは分布域との関係で「西・南部一般型」とでもすれば，ある程度実態に近づくかもしれない。

V.　民家型分類の指標とその地域的背景

各地方の民家型に関する予察的な資料収集の段階で，民家に付随した文化要素のうち，中部型と南部型の別に結びつくような地方的差異のうかがわれたものがいくつかみられた。そこで，それらの諸要素が実際に民家型の系統を分別する上で，有意な指標となりうるかどうか検討を試みた。

1)　棟の屈曲と家相の吉凶観

民家型の分布境界をどこに求めるかは別として，中部地方と南部地方の民家型の間には棟の屈曲（すなわち曲屋と直屋の別）という顕著な差異が認められる。

家屋の棟をㄴ・コ・ロ字形に屈曲させる方式について，今（1924）は宅地割に制約を受ける都市住宅の家構にその起源を求めている[31]。しかし，都市住宅も含めて南部地方の家屋をみると，必ずしもこれに合致しない。南部地方においては，宅地割の制約下での住空間の拡大という要求を，棟の屈曲によってではなく，直屋型の別棟の増設によって解決するのが普通である。したがって，曲屋型平面の発生起源においては，ある地域の都市住宅の様式からの派生ということは考えられるにせよ，現在朝鮮半島でみられる曲屋・直屋の分布については，単に都市と農村という違いだけでなく，棟の屈曲に対する住民の選好・忌避の観念が関係している可能性も考えられる。

今村（1929[32]，1931[33]）は，朝鮮半島における家相の吉凶に関して，次のような俗信を紹介している。

「(家屋の平面形が）日月口吉は吉，工尸は凶」

「宅地内で家屋，塀，門，垣などを個々バラバラに建てるのを避け，できるだけ連結させて口ㄱ己のような形にし，中に空地を作れば吉，多棟分散は凶」

しかし，実際はこれにのっとった家構を示しているのは中部地方であり，南部地方はこれに反している。南部地方にこれと異なった家相観が存在していることを示唆する例として，筆者は全羅北道出身者に対する間取り調査の中で，明確な理由は不明としながら，「棟をカギの手に曲げた家は縁起が悪いので，絶対に建てない」という談話を得た。上記の俗信に照らせば，L字型平面が尸（屍）につながるからとも考えられるが，その解釈では中部地方の曲屋の説明がつかない。

中部地方における曲屋型民家の卓越については，張（1980）が一つの解釈を示している。すなわち，ソ

ウル・京畿地方に中国の陽子江下流域より曲屋型民家が伝播・拡散し，それまで一般的だった単列房式直屋型民家の分布域を南北に分かったとするものである[34]。もしそうだとすると，今村が紹介したような家相観もその過程で定着した可能性が強い。また，前述したように，張（1980）はさらに中部地方とは別系統の間取りをもつ江原道の民家にも曲屋型平面がみられることを指摘し，それが中部型の模倣という可能性もあることを示唆している。しかし，同様に中国からの伝来要素と思われる大庁の受容にはかなり積極的であった南部地方には，なぜ曲屋型平面の模倣がなかったのかという疑問が残る。自然環境との関連も考えながら，強いて解釈すれば，以下のようにも考えられる。すなわち，宅地割による制約の少ない南部地方では，閉鎖的な性格をもった曲屋型には拘泥せず，在来の直屋型重視の家相観に従いながら，一方では気候風土や在来の「マル」の伝統に合致しやすい大庁は進んで取り入れたのに対し，周囲の地勢や気候の制約により多棟分散式の家構をとりにくい江原道地方では，限られた敷地内での機能空間増設の一策として曲屋型平面をとるようになったというものである。しかし，この解釈は一面的にすぎる上，前述したように，単なるさしかけ部分の張り出しをも含める曲屋の認定方法に疑問が残るし，より条件の厳しい咸鏡道地方において，江原道のような曲屋型平面が少ないということもあって，十分な説明にはなりえていない。

いずれにせよ，南部地方における直屋重視・曲屋忌避の家相観の実態とその形成の背景，中国様式の伝播以前の中部地方における曲屋型選好の有無といった問題も含めて，各地方の伝統的家相観とその由来について，今後一層の検討が必要であろう。

なお，中国の住宅建築[35]に数多くみられる左右対称の間取りが朝鮮半島でほとんどみられないのは，中国様式の伝播拡散時にはすでに朝鮮半島の民家建築に片土間の形式が固定化し，オンドル様式の確立と相まって，末端厨房式の間取りが一般化しつつあったためではあるまいか。また，「右厨房の家は，かまどに向かって釜の飯をよそう時の右手の動きが，飯を表に放り出すような形になるので，縁起が悪い」という俗信も各地で伝えられているが，これもオンドルの確立に伴って生じたものではないかと思われる。右厨房を凶とみる理由づけは迷信的であるが，風向とオンドルの燃焼・排煙との関係などを考え合わせると，南面させた直屋では，一般に右厨房より左厨房の方が有利となろう。オンドルという機構をもたない場合は，むしろ火元を風上側に置かない方が安全である。

2) 大庁とマル

韓国では家屋の板間部分を一般にマルとよび，大庁も日常的には単に「マル」とよびならわすことが多い。しかし，本来「マル」という語に板床という意味はなく，家屋の中でオンドルを施さない高床部分を指したもののようである。古民家の中には，土床であっても「マル」とよぶ部位をもつ例が散見される。一般に家内神を祭る神聖な場所であり，また床下に熱を通さないので，食糧貯蔵所としても用いられる[36]。

一方，「大庁」は漢字語であって，韓国語の在来語彙ではないし，実際に同じ呼称が中国の住宅建築の中に多数認められる。「庁」は「堂」と同様，一種のホールであり，各種の儀礼や接客のための空間として用いられる。韓国でも，ソウル・京畿道地方では大庁をそれとほぼ同様のものとして位置づけている。格式を重視する家では，嫡子は大庁に上れるが，庶子はそれが許されないなど，儀礼の際の上座となる神聖空間としての性格を強調することがあるが，一般に庶民住宅では，夏季の接客空間や家族共通の生活空間としての意味合いが強い。また，家屋の「内」と「外」，あるいは内房と越房をつなぐ通路としての性格ももつ。

その点，本来のマルはきわめて閉鎖的な空間で，それを現在も保っているのが，全羅南道海岸島嶼地域の民家におけるマル（現地方言ではマリ〔마리〕，マルレ〔말래〕）であるといえよう。

南部地方の民家にみられる板間の起源については，それが南方的な要素なのか，それとも中国の建築様式に起源をもつものかをめぐって村田（1925 a[37]，1925 b[38]）と藤島（1925）[39] の間で議論が交されたことがある。この議論は明確な決着をみないまま終わったが，結論的にいえば，家屋中央部に置かれた板間

は，中国から伝播したホール的空間の「庁」が在来の「マル」と結びついたものとみるのが妥当と思われる。概して中部地方では伝来要素として「庁」の性格が強いのに対し，慶尚南道の海岸島興地域では，形態・呼称とも中部地方と同様の「庁」であるが，使用傾向の面では伝統的な「マル」に近い。それほど家格の高い家でなくとも，大庁もしくは内庁とよぶ板間の前面は扉でふさいで開放せず，夏季でも寝室や接客室には用いない場合がある。

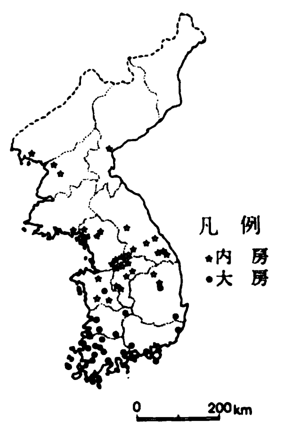
全羅南道の海岸島嶼地域の中央厨房型民家マルは通常家屋の末端におかれ，慶尚南道の例よりもさらに閉鎖性が強い。扉も障子戸ではなく，頑丈な板戸をとりつけている。

ただし，間取り系統の大きく異なる全羅南道の例は別としても，家屋中央の「庁」の性格の違いは，間取り型の違いとは明確な対応を示さず，地域的にみても漠然とした漸移しか読みとれない。ソウル・京畿道から忠清北道，慶尚北道にかけての地域では，板間の形状・呼称・使用傾向ともほぼ共通しているため，中部と南部の区分指標とはなりにくい。

なお，関西地方の民家の板間については，位置，呼称，形状，使用傾向等の諸特徴，他地域との比較など，今後の検討を要する。

3) 部屋の呼称の地方差

各地の民家間取図を照合するうち，ある種の部屋の呼称にかなり顕著な地方差があることがわかった。特に中部地方と南部地方の間の差が民家型の別と結びついている可能性が考えられたので，現地調査のほか，既存文献の中で，部屋の呼称および調査地点が明記されているものを抽出し，呼称の分布傾向をみた。第6図は，主屋の中で厨房に隣接する主婦の居室に与えられた呼称の分布を示したものである。現在軍事分界線以北の地域は資料収集が困難であるし，第2次大戦前にも調査の量・精度とも十分でなかったため，資料の偏在が著しいが，おおよその傾向として，中部以北と南部との差がよみとれよう。



第6図 主婦の居室の呼称

この主婦の居室の呼称としては，アンパン（안방）クンバン（큰방）の二種が多く用いられる。前者は「内の部屋」「奥の部屋」，後者は「大きい部屋」という意味であり，本稿では，従来の邦文々献にならって，それぞれ「内房」，「大房」という訳語をあてている。なお，前者のアン（안）は「女性の」という意味合いも含む語である。

これらは必ずしもその部屋の実際の位置や大きさに応じて使い分けられているわけではなく，同一間取り，同一位置で大きさに差がない場合でも異なった呼称が用いられることがあるので，それぞれの語のもつ実質的な意味を離れた地方的な慣用とみるべきであろう。全体として，中部以北では「内房」が多く，南部は「大房」が一般的である。しかし，各民家型の分布とこの部屋の呼称の間には明瞭な対応関係は認められなかった。たとえば，南部型と類似の間取りをもつ関西型や，複列房配置で中部型と全く異なった間取りの関北型も，すべて中部型と共通の「内房」を用いているほか，南部型の間取りが多くなる慶尚北道でも「内房」が多い。一方，全羅南道海岸島嶼地域の中央厨房型民家は，それ以外の南部地方一帯に分布する民家とは大きく異なった間取りを示すが，ともに「大房」を用いている。

また，老人や成年子女の居室として，一家の住生活において「内房」「大房」に次ぐ副次的な機能をもった部屋に対しては，「越房（コンノバン＝건너방）」と「小房（チャグンバン＝작은방）の使い分けがある。前者は内房」と，後者は「大房」と対をなす。なお，筆者の調査地域では，「下房」「上房」という一対の呼称が多く用いられていた。これはオンドルの焚口との位置関係を示す用語法である。同一の焚口にオンドル房が2間連なる時，焚口に近い方が下房，遠い方が上房とよばれ，部屋の格や使用主体の人間関係における上下を示すものではない。本来使用傾向と結びついた用語法ではないが，部屋数の少ない庶民

住宅では，厨房に隣接する「下房」がおのずから「内房」と同義になる。ただし，筆者のこれまでの調査では，「内房」を用いる地方で「下房」が混在することはあったが，「大房」と「下房」が混在することはなかった。南部の慶尚南道では，前述の事例4や5に共通する一厨二房の無庁式直屋型民家においても，一様に「大房」「小房」と称している。

このほか，地方的な使い分けがかなり顕著なものとしては，厨房を意味する「ブオク＝부엌」と「チョンジ＝정지」の2種がある[40]。現代韓国語では前者の方が標準語的な扱いを受け，後者は全羅道，慶尚道，済洲島などの方言とされている[41]。また，江原道や咸鏡道の複列式民家の厨房部分にも後者の表記がなされた文献もある[42]。この後者を主に用いる地方は，オンドルの様式の差はあれ，複列式間取りの卓越地域をいくつか含んでいる。したがって，この呼称はオンドルの導入に伴う現在のような間取り形式の確立以前の共通的な民家型と結びつく可能性も考えられるので，今後検討を要する。

ともあれ，上記のようないくつかの呼称については顕著な地方差が認められたが，現在知られている特定の民家型と結びつくような分布傾向はみられなかった。漠然と中部以北と南部の差を示すものがあったが，それが中部地方と南部地方の民家型の系統を識別する際の補助的指標になりうるかどうかについては，現時点では判断の材料に乏しい。また，間取り形式上，類似点が多いとみられる関西型と南部型の間には，部屋の呼称に関して，共通点は認められなかった。

本研究で扱った車嶺山脈中部地域は，異なった間取り型の漸移帯の一部をなすとみられるが，部屋の呼称については，概して中部地方の用語法に従っており，南部地方との共通性は稀薄である。

VI. む す び

本研究では，従来「中部型」および「南部型」として，ほぼ一定した理解を得てきた二つの民家型について，その形態的特徴および分布の実態を把握し，あわせて，それぞれの民家型を可視的指標とするところの地域的な居住文化の存在を確認するべく，現地調査および文献調査をもとに検討をおこなった。その結果，当初の目的に対しては不十分ながら，おおよそ以下のような諸点が整理された。

(1) 大庁式曲屋型民家と大庁式直屋型民家は，それぞれ中部地方と南部地方の家屋景観を特徴づける民家型であるが，その分布の境界部において，両者の混在もしくは直接的移行は明瞭でない。あいだに地方的特色のような漸移傾向がうかがわれた。

①閉鎖型家構を伴う曲屋の卓越（ソウル・京畿道平野部中心）

②閉鎖型家構をとらない曲屋と無庁式直屋の混在，さらに無庁式直屋の増加・卓越（車嶺山脈北麓以南）

③大庁式直屋の漸増（小白山脈付近以南）

なお，車嶺山脈地域において，無庁式直屋を母型としながら中部型民家に似せた折衷的な間取りの曲屋もみられた。

一方，大庁式直屋は南部地方においても，必ずしも数的に卓越するわけでなく，無庁式直屋もかなりみられる。

(2) 中部地方と南部地方とでは家相の吉凶観に差異があるようである。中部地方ではし・コ・ロ字形に棟を屈曲させた平面形が吉宅として好まれるのに対し，南部地方では曲屋が直屋より格の高いものとする見方はなく，むしろ棟の曲がった家は凶宅として忌む傾向がある。このような家相観の差異は，民家型の別やその分布を成立させる背景としての意味をもつ可能性もあるので，その由来も含めて，今後の検討課題としたい。

(3) 主屋の房数が4間以上になると，中部地方，南部地方とも，そのうち1間は板間にすることが多い。どちらも中国からの伝播要素である「庁」としての性格をとどめるが，南部地方では，地域によって，在来の「マル」としての閉鎖的性格が強く出ることがある。

(4) 主婦の居室など，ある種の部屋の呼称は地方的差異が顕著であるが，特定の民家型との対応関係は

明瞭でない。おそらく，これらの部屋の呼称と民家の間取り型はそれぞれ異なった文化系統に属し，別途に各地域に定着したものと思われる。

(5) 現在の韓国民家を舞台とした居住文化は，文化系統，成立時期，分布等を異にする諸要素の重層という面がみられる。オンドル様式と結びついた現在の間取り型の成立と分布の確定ないし変遷を引き続き検討しつつ，あわせて，他の文化系統に属する要素の由来や分布を検討して，全体としての居住文化の地域的性格をさぐることを今後の課題としたい。

本研究は1976年度筑波大学大学院修士課程地域研究研究科に提出した修士論文の一部と，1980年度大韓民国政府奨学金留学生としてソウル大学校地理学科留学中に行った研究の一部をもとにしている。

本研究を進めるにあたって，筑波大学地球科学系の正井泰夫教授，山本正三教授，ソウル大学校・李燦教授，東国大学校・邢基柱教授，全南大学校・張保雄教授，漢陽大学校・李海成教授をはじめとする地理学・建築学関係の諸先生には常にご懇切なご指導を賜った。また現在フランス留学中の呉慶燮先生には1976年3月の現地調査を通じ，韓国語および韓国地理に関して多大の教示を頂いた。そのほか数え切れぬほどの方々にご助力，ご教示を賜り，またご迷惑をおかけしてきた。ここに記して深甚の謝意を表したい。

文献および注

1) 古文献にみられる民家関係の記述については，金正基 (1977) の研究にくわしい．
金正基(1977)：文献으로　본　韓國住宅史．東洋学，**7**.
2) 船越欽哉 (1898)：朝鮮家屋の話．建築雑誌，**141**, 268-288.
3) 1922年より雑誌「朝鮮と建築」を刊行し，建築学分野での民家研究の成果を多数発表した。
4) 岩槻善之 (1924)：朝鮮民家の家構に就て．朝鮮と建築，**3**-2, 2-11.
5) 場合により大小があるが，日本家屋の畳数のように部屋の広さを問題にすることはほとんどない。オンドル○間というように部屋数をもって家構規模を表現する．
6) オンドルの起源としては，『旧唐書』にあらわれる高句麗下層階級の「長炕」がそれにあたるとの説が有力視されており，『三国遺事』によると13世紀以前に西南朝鮮で，また『耽羅志』によると18世紀以降に済洲島の民家で一部オンドルが使用されたという．
7) 岩槻が使用した資料は，当時朝鮮総督府建築課技官であった朴吉龍が各地で採録したものとされている．
8) 野村孝文 (1938)：朝鮮住宅の一考察．朝鮮と建築，**17**-5, 12～39.
9) 李泳澤 (1965)：平面構造上으로　본　韓国의　家屋分布．地理（韓国地理教育会），**1**, 1～6.
10) たとえば張保雄 (1980)，後掲13)，p. 43.
11) 張保雄 (1974)：韓国의　民家型式分類에関한　試論．師苑（東国大学校師範大学），**3·4**, 45～51.
12) 　同　(1978)：青山島民家의　文化地理学的研究．地理学（大韓地理学会），**18**, 34-45.
13) 　同　(1980)：韓国의民家型分類와　文化地域区分．地理学，**22**, 41-58.
14) 서울・都（みやこ）を意味する固有語で漢字はない。1394年に李氏朝鮮の太祖李成桂が高麗の都の開城から現在の位置に遷都して開いた。漢陽，漢城，京城などの旧称がある．
15) たとえば張保雄，前掲13)，p. 59など。
16) 朝鮮総督府内務局社会課 (1931)：『市街地に於ける借屋状況調査』の中に，当時の朝鮮式家屋の温埃（オンドル）間数について，以下のような数字が報告されている。

家屋総数	1,672戸	100%
温埃1間のもの	496	30
〃 2間のもの	658	39
〃 3間のもの	331	20
〃 4間のもの	111	7
〃 5間以上のもの	76	4

これは市街地の例なので，この数字をただちに農村部に適用することはできないが，使用人などを置かない家族労働中心の中農住宅では，オンドル房2～3間のものの合計比率はほぼ同様ないしこれより高くなるものと推定される。農村部ではオンドル房1間という例はかなりの貧農に属

それは厨房の両翼に隣接するオンドル部屋の焚口をすべて厨房内に集中させている点が，事例3と異なっている。この事例3が李の示した関西型と同系統のものか，それとも後述する直屋型民家からの変化なのか，あるいは全く例外的な間取り形式なのかについては，現時点では判断の材料に乏しい。

3) 曲屋型民家の分布

事例3のような，やや特殊な例は別としても，事例1や2のような曲屋型民家は，ソウル・京畿道一帯に広く分布しており，筆者の調査でも，京畿道の農村部では安城郡，利川郡，龍仁郡，驪州郡などでこれらの型が認められた。さらに忠清北道鎭川郡，陰城郡，慶尚北道安東郡などでも同様の型が採録されたほか，忠清南道牙山郡，論山郡などでも報告がある（野村 1981）[23]ので，一部ではかなり南下していることがうかがわれる。しかし，筆者の調査地域において，曲屋型民家の量的卓越が顕著なのは，主に京畿道の平野部であり，京畿道内でも忠清北道に近い安城郡，龍仁郡，利川郡，驪州郡などの車嶺山脈北麓地帯では，曲屋型民家の比率が減り，かわって後述する無庁式直屋型民家が卓越するようになる。概して都市部の近くで曲屋が多くなる傾向はうかがわれたが，その実態の把握は量的にはまだ不十分である。

経済水準との対応についても，まだ検討が充分でないが，曲屋型民家が比較的富裕な層と結びついて拡散していったという傾向はうかがわれない。上流住宅の場合は，李朝時代に漢陽で官職にあった者が帰郷して，都の住宅様式を南部地方にもたらしたという例もあるが，それは特殊例である。直屋型民家の卓越する地方において，曲屋型を採用している家が，家構規模や経済

水準に関して，必ずしも他家に優越しているということはない。無庁式直屋型民家は，主屋のみをみれば，厨房1・オンドル房2という3間型が多いが，そこから家構を拡大していく際，ただちに曲屋型に発展するものではなく，直屋型のままで，厨房をはさんで内房と反対側にオンドル房を付加したり，収納空間を増設したりして解決することが多い。また，宅地割の制約などにより，直屋型の主屋自体の拡大が困難な場合でも，オンドル房，虚間，暇養間などを組み合わせた副屋を主屋と平行に建てて，二字形の家構にすることがあるので，主屋自体の規模は小さくとも，全体の家構規模や間数において，曲屋型を上回ることも少なくない。直屋型の卓越する地域では，住民の意識が必ずしも曲屋型を直屋型よりも上格のものと捉えているわけではなく，むしろ直屋型に対する根強い選好をうかがわせている。

なお，張保雄（1980）は，民家型の新分類案を示した際に，内部の間取りは中部型と異なるが，全体の平面形が曲屋型ををなすような民家が，ソウル・京畿道とほぼ同じ緯度帯に沿って，江原道地方にまで分布していることを示した[24]。このことは，この地帯に曲屋型平面に対する特別な選好の観念が存在しているのか，あるいは本来中部型とは別系統の民家型が分布していた江原道において，中部型の模倣が単に曲屋型平面の採用という面でのみ進行したのかという問題を示唆している。ただし，張が曲屋型平面として挙げているものの中には，大屋根からの葺き下ろしや簡便なさしかけ，暇養間の張り出しなどによって，全体の平面型がカギの手にみえるだけで，実際の棟は屈曲していないものも含まれており，これらも曲屋として同列に扱っていいいかどうかについては検討の余地がある。

IV. 直屋型民家の間取りと分布

先に概観したように，従来の研究では，中部地方を除く朝鮮半島各地と済州島には，棟をカギの手に屈曲させない直屋型民家が卓越するとされている。ただし，咸鏡南北道を中心とする関北地方と済州島に分布する直屋は，複列式の房配置を特徴としており，本研究の対象地域でみられる直屋とは系統を異にしている。ここでは直屋型民家のうち，本研究と直接関係のある単列房式の直屋のみを扱うこととする。

1） 無庁式直屋型民家の間取り

京畿道の南縁部あたりから，曲屋型民家に代わって，直屋型民家が頻出するようになる。厨房から一方向にオンドル房2間を単列に接続させ，それらの間に大庁を置かない無庁式の直屋型民家が目立つ。この型の間取りはきわめて単純であるが，縁側，他のオンドル房，物置等の有無により，以下でみるように，ある程度の多様性が生じてくる。

〔事例4〕京畿道安城郡二竹面梅谷里　H氏宅.

1960年に現主人が建築した無庁式の直屋型民家，前面の土縁部分にセメントを用いるなど，新しい工法



写真3　無庁式直屋型民家
（事例4　京畿道安城郡二竹面梅谷里，H氏宅，1976．3．23）



写真4　無庁式直屋型民家
（忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，O氏宅，1976．3．22）
事例4とほぼ同様の間取りをもつ直屋型民家。主屋の右手前は暇養間，宅地入口の左は便所

も入っているが，全体の形状は周辺地域の古家屋と大体等しく，屋根も藁葺きのままである（写真3）。この家を新築する以前に主んでいた古家は，土縁のかわりに簡単な濡縁が付いていたのと，厨房と反対側の端に物置を設けていたことを除けば，基本的に現在の主屋とほぼ同様であった。

緩斜面を背にし，前方に畑地のひろがる敷地は，輪郭が判然としないが，主屋，喂養間，外便所，豚舎，醤甕台等で前庭を囲むようにしている。醤甕台の横には土製の養蜂筒も立てている。

主屋の間取りは，向かって左から厨房，内房，上房が一列に並び，その前面の軒下の部分にセメントで固めた低い土縁が付くだけで，きわめて単純な形態を示している。この土縁は，板張りの縁側に発達する前段階の形態といえよう。厨房の前は板壁で囲って，燃料の薫や粗朶を積んでいる（第4-a 図）。

内房と上房の間は壁で仕切られ，直接往来できないので，いったん外に出て，土縁を経由しなければならない。

「上房」という呼称は，オンドルの焚口から遠い方の部屋の格が上という意味は含まない。暖房の条件は内房（下房）より劣り，特に床面のうちでは焚口から最も遠いウンモク（웃목）とよばれる部分[25]は，熱があまり及ばないため，この家のように他に収納間や板間をもたない場合は，穀物やイモなどの貯蔵場所に用いられることが多い。

〔事例5〕京畿道安城郡金光面三興里　Y氏宅.

約100年前の建築と伝えられる無庁式の直屋型民家で，建築担当者は不詳である。

主屋と副屋の二字形家構をとり，主屋の方と側方にはコンクリート塀と生垣をめぐらしている。副屋はそれ自体が敷地の一辺をなしている。

藁葺屋根をとどめる主屋は，正面向かって右から厨房，下房，上房の順に並び，下房と上房の前には縁側を設けている。この縁側は家屋の構造柱の枠の外に張り出した濡縁ではなく，枠内に取り込まれた形になっている。下房と上房は本来壁で仕切られていたが，のちに2間打抜きの内房にして，現在に至っている（第4-b 図）。

なお，この事例5のように，向かって右端に厨房を置く家は比較的珍しい。勿論，道路や大門との関係，周囲の地勢の影響等により例外はあるが，「右厨房の家は縁起が悪い」という俗信も伝えられており，概して左厨房をとる例が多い。

副屋（舎廊棟）は舎廊厨房，下舎廊，上舎廊，虚間，喂養間からなり，主屋より構えが大きい。建物の基底部は主屋と同様，直屋であるが，屋根は舎廊厨房わきの大門の上まで伸びているので，屋根の棟はカギの手に屈曲している。2間ある舎廊房のうち，上舎廊は納戸として使用されている。

〔事例6〕忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里　N氏宅.

忠清北道清洲市より移住した現主人が1963年に新築した無庁式の直屋型民家で，主屋自体の規模は事例5より大きい。また，屋根は当初から瓦葺きである（写真5）。



写真5　無庁式直屋型民家
（事例6　忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，N氏宅，1976. 3. 22）



写真6　大庁式直屋型民家
（慶尚南道固城郡下一面龍台里，O氏宅，1981. 7. 23）

敷地内には直屋型の主屋と副屋（舎廊棟）が直角に配置されているほか，便所と組み合わせたきわめて簡単な造りの畷養間が主屋の右手前に建てられている。

主屋は，向かって左から物置，越房，厨房，内房，物置という順で単列に並べた直屋型民家である。内房の前縁には事例５と同様の縁側が付く（第4-c 図)。

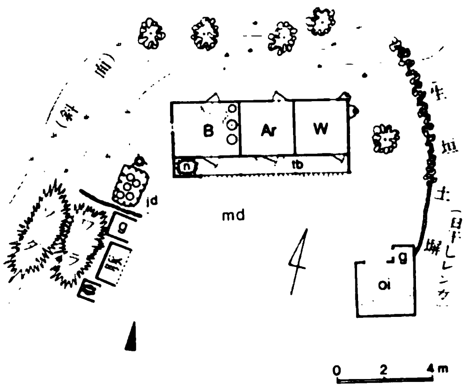
内房は２間の広さをもち，出入口も前面に２カ所設けられているが，建築当初より間仕切りの壁はなかったという。厨房のかまど上方の壁蔵は内房の壁に開口するが，内房わきの物置は扉が前面にしかないため，内房から直接物を出し入れすることはできない。

厨房を隔てて内房と反対側に置かれた越房は，厨房内のかまどからではなく，部屋の前に設けた専用の焚口から送熱する。したがって，厨房の両側にオンドル房を配置しているものの，全羅南道の南西海岸・島嶼地域の中央厨房型民家のように厨房内から両側のオンドルに送熱する方式とは系統を異にするものといえる。むしろ事例５や６のような末端厨房式３間型民家の拡大型とみるべきであろう。ただし，この越房は，暖房用燃料節約のため，家人の寝室には用いず，温暖季に子女の勉強部室などに用いる以外は，日用雑貨や穀物などの貯蔵にあてられている。

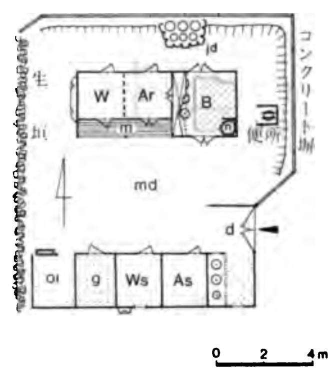
別棟の舎廊房はコンクリートブロックで壁を作っている。２間分の広さがあるが，中間に間仕切りはない。焚口は主屋との間のさしかけ屋根の下にあり，かまどには家畜（牛）の飼料を煮る大釜がかかっている。舎廊房のわきは門扉なしの大門があり，そこまで一続きの屋根をのせている。

以上の３つの事例について，主屋の間取りを対比してみると，無庁式直屋型民家の間取りの拡大過程がうかがわれる。

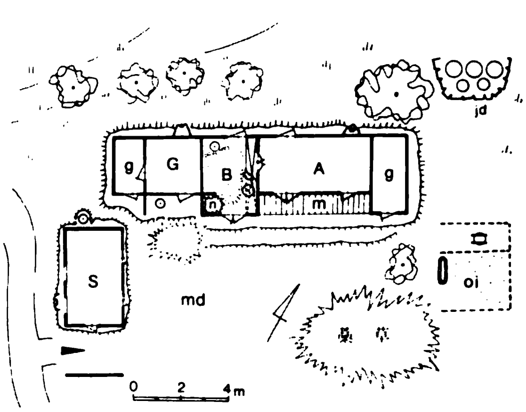
韓国民家の最小単位ともいうべき一厨一房型（厨房・オンドル房各１）から発達して，一厨二房型になり，さらにその前面に土縁を加えたのが事例４である。この土縁部分が板張りの濡縁に変わって，家屋の枠外に張り出した型も多



4-a 〔事例４〕 京畿道安城郡二竹面梅谷里，H氏宅の間取り



4-b 〔事例５〕 京畿道安城郡金光面三興里，Y氏宅の間取り



4-c 〔事例６〕 忠清北道鎮川郡万升面鳩岩里，N氏宅の間取り

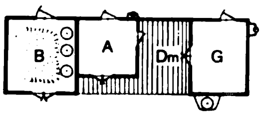
第４図 無庁式直屋型民家の間取り

くみられる。事例5は，板張りの縁側を家屋の構造材の枠内に取り入れたもので，一厨二房型の間取りとしては最も完成された形を示している。事例5では，主屋と向かい合う副屋にさらにオンドル房2間を設けており，主屋の間取りはそのままにして，別棟に起居空間の拡大を求めている。

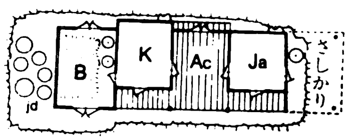
それに対し，事例6は事例5の拡大型と考えられる。これは，直屋型民家の卓越地域において，事例5のように別棟を建てるよりもずっと少ない経費と労力で部屋数をふやそうとする際に便利な方式であろう。また，複数の小型建物に分散配置されていた各種の機能空間を一棟の大型主屋に集中させるようになってきた最近の傾向と軌を一にするものともみられる。いずれにせよ，この事例6のような間取りが現われるようになったのは，比較的新しいことのようである。

2) 大庁式直屋型民家の間取り

筆者の現地調査では，車嶺山脈中部地域において，大庁をもった直屋型民家の間取りを採録することはできなかった。ただし，忠清北道と慶尚北道の道界部を走る小白山脈の北麓では，大庁式の直屋型民家が数例認められたし，南部の慶尚南道や全羅南北道では，前面や家屋末端部に縁側の発達した大庁式直屋型民家が多数みられたので，そのうち二つの間取り例を示して，いわゆる「南部型」の特徴を検討することにする（第5-a，b）。



5-a　忠清北道槐山郡延豊面の大庁式直屋型民家



5-b　慶尚南道固城郡下一面の大庁式直屋型民家

第5図　大庁式直屋型民家の間取り

第5-a 図は，小白山脈をはさんで慶尚北道聞慶郡と接する忠清北道槐山郡延豊面[26]で採録した大庁式直屋型民家の間取り図である。この地域には一厨二房を基本とする無庁式直屋型民家が多数みられたが，それらとともにこのような大庁式直屋型民家が若干存在している。この例は内房と越房の間に1間の大庁をもつが，縁側や開口部の発達はあまりみられず，次の第5-b 図の例に比べると閉鎖的な造りになっている。また，この延豊面における大庁式直屋型民家のうちで，本来第5-a 図と同様の間取りであったことを，のちに大庁の板床をオンドルに改造し，前面は出入口だけを残してふさいだという例もみられた。大庁のような板間は，年間を通じて常時使用するところではなく，最低限の住生活に必須の空間というわけでもないので，家族数がふえて部屋数が不足すれば，オンドル房に改造することも多い。また，最近では，大庁や縁側の前面にガラス戸をたてて，夏季以外の季節における板間の居住性を高めている例もみられる。

第5-b 図は，朝鮮半島の南端に位置する慶尚南道固城郡下一面で採録した大庁式直屋型民家の間取りを示したものである（写真6）。ただし，この地方では一般に「大庁」よりも「内庁」という呼称を用いるようである。広い板間や開口部の発達など，従来指摘されている南部地方の民家の特徴をよく備えている。さらに板間部分が発達すると，大庁を2間分とったり，家屋の後面にも縁側をめぐらせたりした間取りも現われる。ただし，この地方では，大庁の前面に扉をつけ，ふだんは閉鎖して内部を食糧貯蔵室や家内神の安置所にしている例がしばしば認められる。これは，中国からの伝来要素と思われる儀礼・接客用のホール的性格をもった大庁を形の上では取り入れながらも，性格的には食糧貯蔵室兼神聖空間としての在来の「マル（마루)[27]」の特徴を強くとどめたものと思われる。この場合は夏季の生活空間として使用することも制限することが多い。

3) 直屋型民家の分布

ソウルを取りまく京畿道は，全体として曲屋型民家が多いが，忠清北道と接する南縁部（車嶺山脈北麓地帯）あたりから，すでに直屋型民家が目立ちはじめる[28]。ただし，この地域でみられるものは一厨二房式の無庁式直屋型が主体であり，あとは縁側や物置が加わる程度であって，オンドル房の間に1間分の板間（大庁）をはさむ間取りが多くなるのは，小白山脈付近からである。小白山脈以南では大庁をはじめとして，全体に板間部分を広くとる傾向がみられる。しかし，これは家構規模とも関係しており，間口3間の直屋型民家で，そのうちの1間を板間にする例は少ない。末端に厨房を置いた無庁式直屋型民家は，全羅南道の島嶼地域と済州島を除く忠清道以南のほぼ全域に分布しており，南部の慶尚道でも，地域によっても，比率上，大庁式直屋型を上回るところも多い。したがって，大庁式直屋型を「南部型」の間取りとするにしても，それは「南部地方でこの型が数的に卓越する」ということではなく，「主屋の間口を 4間以上にとる場合，オンドル房2間の間に大庁をはさむ間取り形式が現われるのが南部地方の民家の特徴」という意味で捉えるべきであろう。一方，一厨二房の三間型の無庁式直屋は，朝鮮半島北西部(関西地方)にも分布がみとめられているため，忠清道以南のこの型を「南部型」に含めることには問題がある。この型は，韓国民家の最小単位ともいうべき一厨一房型からの直接の拡大形態で，地方的特色の発現以前の型と考えられるため，野村（1938）にならって「一般型」[29]という類型で整理するのは妥当性のあることである。ただし，野村自身ものちに指摘しているように（野村 1981）[30]，「一般型」という用語は，関北型や済州島型を含むすべての民家型の母型と解されるおそれもあるので，注意を要する。より限定的な意味をもたせようとするならば，形態論的に「末端厨房式単列房一般型」とするか，あるいは分布域との関係で「西・南部一般型」とでもすれば，ある程度実態に近づくかもしれない。

V. 民家型分類の指標とその地域的背景

各地方の民家型に関する予察的な資料収集の段階で，民家に付随した文化要素のうち，中部型と南部型の別に結びつくような地方的差異のうかがわれたものがいくつかみられた。そこで，それらの諸要素が実際に民家型の系統を分別する上で，有意な指標となりうるかどうか検討を試みた。

1) 棟の屈曲と家相の吉凶観

民家型の分布境界をどこに求めるかは別として，中部地方と南部地方の民家型の間には棟の屈曲（すなわち曲屋と直屋の別）という顕著な差異が認められる。

家屋の棟をL・コ・ロ字形に屈曲させる方式について，今（1924）は宅地割に制約を受ける都市住宅の家構にその起源を求めている[31]。しかし，都市住宅も含めて南部地方の家屋をみると，必ずしもこれに合致しない。南部地方においては，宅地割の制約下での住空間の拡大という要求を，棟の屈曲によってではなく，直屋型の別棟の増設によって解決するのが普通である。したがって，曲屋型平面の発生起源においては，ある地域の都市住宅の様式からの派生ということは考えられるにせよ，現在朝鮮半島でみられる曲屋・直屋の分布については，単に都市と農村という違いだけでなく，棟の屈曲に対する住民の選好・忌避の観念が関係している可能性も考えられる。

今村（1929[32]，1931[33]）は，朝鮮半島における家相の吉凶に関して，次のような俗信を紹介している。

「(家屋の平面形が) 日月口吉は吉，工尸は凶」

「宅地内で家屋，塀，門，垣などを個々バラバラに建てるのを避け，できるだけ連結させて口𠃍巨のような形にし，中に空地を作れば吉，多棟分散は凶」

しかし，実際はこれにのっとった家構を示しているのは中部地方であり，南部地方はこれに反している。南部地方にこれと異なった家相観が存在していることを示唆する例として，筆者は全羅北道出身者に対する間取り調査の中で，明確な理由は不明としながら，「棟を カギの手に 曲げた家は縁起が悪いので，絶対に建てない」という談話を得た。上記の俗信に照らせば，L字型平面が尸（屍）につながるからとも考えられるが，その解釈では中部地方の曲屋の説明がつかない。

中部地方における曲屋型民家の卓越については，張（1980）が一つの解釈を示している。すなわち，ソ

ウル・京畿地方に中国の陽子江下流域より曲屋型民家が伝播・拡散し，それまで一般的だった単列房式直屋型民家の分布域を南北に分かったとするものである[34]。もしそうだとすると，今村が紹介したような家相観もその過程で定着した可能性が強い。また，前述したように，張（1980）はさらに中部地方とは別系統の間取りをもつ江原道の民家にも曲屋型平面がみられることを指摘し，それが中部型の模倣という可能性もあることを示唆している。しかし，同様に中国からの伝来要素と思われる大庁の受容にはかなり積極的であった南部地方には，なぜ曲屋型平面の模倣がなかったのかという疑問が残る。自然環境との関連も考えながら，強いて解釈すれば，以下のようにも考えられる。すなわち，宅地割による制約の少ない南部地方では，閉鎖的な性格をもった曲屋型には拘泥せず，在来の直屋型重視の家相観に従いながら，一方では気候風土や在来の「マル」の伝統に合致しやすい大庁は進んで取り入れたのに対し，周囲の地勢や気候の制約により多棟分散式の家構をとりにくい江原道地方では，限られた敷地内での機能空間増設の一策として曲屋型平面をとるようになったというものである。しかし，この解釈は一面的にすぎる上，前述したように，単なるさしかけ部分の張り出しをも含める曲屋の認定方法に疑問が残るし，より条件の厳しい咸鏡道地方において，江原道のような曲屋型平面が少ないということもあって，十分な説明にはなりえていない。

いずれにせよ，南部地方における直屋重視・曲屋忌避の家相観の実態とその形成の背景，中国様式の伝播以前の中部地方における曲屋型選好の有無といった問題も含めて，各地方の伝統的家相観とその由来について，今後一層の検討が必要であろう。

なお，中国の住宅建築[35]に数多くみられる左右対称の間取りが朝鮮半島でほとんどみられないのは，中国様式の伝播拡散時にはすでに朝鮮半島の民家建築に片土間の形式が固定化し，オンドル様式の確立と相まって，末端厨房式の間取りが一般化しつつあったためではあるまいか。また，「右厨房の家は，かまどに向かって釜の飯をよそう時の右手の動きが，飯を表に放り出すような形になるので，縁起が悪い」という俗信も各地で伝えられているが，これもオンドルの確立に伴って生じたものではないかと思われる。右厨房を凶とみる理由づけは迷信的であるが，風向とオンドルの燃焼・排煙との関係などを考え合わせると，南面させた直屋では，一般に右厨房より左厨房の方が有利となろう。オンドルという機構をもたない場合は，むしろ火元を風上側に置かない方が安全である。

2)　大庁とマル

韓国では家屋の板間部分を一般にマルとよび，大庁も日常的には単に「マル」とよびならわすことが多い。しかし，本来「マル」という語に板床という意味はなく，家屋の中でオンドルを施さない高床部分を指したもののようである。古民家の中には，土床であっても「マル」とよぶ部位をもつ例が散見される。一般に家内神を祭る神聖な場所であり，また床下に熱を通さないので，食糧貯蔵所としても用いられる[36]。

一方，「大庁」は漢字語であって，韓国語の在来語彙ではないし，実際に同じ呼称が中国の住宅建築の中に多数認められる。「庁」は「堂」と同様，一種のホールであり，各種の儀礼や接客のための空間として用いられる。韓国でも，ソウル・京畿道地方では大庁をそれとほぼ同様のものとして位置づけている。格式を重視する家では，嫡子は大庁に上れるが，庶子はそれが許されないなど，儀礼の際の上座となる神聖空間としての性格を強調することがあるが，一般に庶民住宅では，夏季の接客空間や家族共通の生活空間としての意味合いが強い。また，家屋の「内」と「外」，あるいは内房と越房をつなぐ通路としての性格ももつ。

その点，本来のマルはきわめて閉鎖的な空間で，それを現在も保っているのが，全羅南道海岸島嶼地域の民家におけるマル（現地方言ではマリ〔마리〕，マルレ〔말래〕）であるといえよう。

南部地方の民家にみられる板間の起源については，それが南方的な要素なのか，それとも中国の建築様式に起源をもつものかをめぐって村田（1925 a[37]，1925 b[38]）と藤島（1925）[39]の間で議論が交されたことがある。この議論は明確な決着をみないまま終わったが，結論的にいえば，家屋中央部に置かれた板間

は，中国から伝播したホール的空間の「庁」が在来の「マル」と結びついたものとみるのが妥当と思われる。概して中部地方では伝来要素として「庁」の性格が強いのに対し，慶尚南道の海岸島嶼地域では，形態・呼称とも中部地方と同様の「庁」であるが，使用傾向の面では伝統的な「マル」に近い。それほど家格の高い家でなくとも，大庁もしくは内庁とよぶ板間の前面は扉でふさいで開放せず，夏季でも寝室や接客室には用いない場合がある。

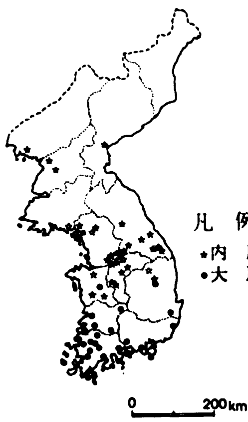
全羅南道の海岸島嶼地域の中央厨房型民家マルは通常家屋の末端におかれ，慶尚南道の例よりもさらに閉鎖性が強い。扉も障子戸ではなく，頑丈な板戸をとりつけている。

ただし，間取り系統の大きく異なる全羅南道の例は別としても，家屋中央の「庁」の性格の違いは，間取り型の違いとは明確な対応を示さず，地域的にみても漠然とした漸移しか読みとれない。ソウル・京畿道から忠清北道，慶尚北道にかけての地域では，板間の形状・呼称・使用傾向ともほぼ共通しているため，中部と南部の区分指標とはなりにくい。

なお，関西地方の民家の板間については，位置，呼称，形状，使用傾向等の諸特徴，他地域との比較など，今後の検討を要する。

3）部屋の呼称の地方差

各地の民家間取図を照合するうち，ある種の部屋の呼称にかなり顕著な地方差があることがわかった。特に中部地方と南部地方の間の差が民家型の別と結びついている可能性が考えられたので，現地調査のほか，既存文献の中で，部屋の呼称および調査地点が明記されているものを抽出し，呼称の分布傾向をみた。第6図は，主屋の中で厨房に隣接する主婦の居室に与えられた呼称の分布を示したものである。現在軍事分界線以北の地域は資料収集が困難であるし，第2次大戦前にも調査の量・精度とも十分でなかったため，資料の偏在が著しいが，おおよその傾向として，中部以北と南部との差がよみとれよう。



第6図 主婦の居室の呼称

この主婦の居室の呼称としては，アンパン（안방）クンバン（큰방）の二種が多く用いられる。前者は「内の部屋」「奥の部屋」，後者は「大きい部屋」という意味であり，本稿では，従来の邦文々献にならって，それぞれ「内房」，「大房」という訳語をあてている。なお，前者のアン（안）は「女性の」という意味合いも含む語である。

これらは必ずしもその部屋の実際の位置や大きさに応じて使い分けられているわけではなく，同一間取り，同一位置で大きさに差がない場合でも異なった呼称が用いられることがあるので，それぞれの語のもつ実質的な意味を離れた地方的な慣用とみるべきであろう。全体として，中部以北では「内房」が多く，南部は「大房」が一般的である。しかし，各民家型の分布とこの部屋の呼称の間には明瞭な対応関係は認められなかった。たとえば，南部型と類似の間取りをもつ関西型や，複列房配置で中部型と全く異なった間取りの関北型も，すべて中部型と共通の「内房」を用いているほか，南部型の間取りが多くなる慶尚北道でも「内房」が多い。一方，全羅南道海岸島嶼地域の中央厨房型民家は，それ以外の南部地方一帯に分布する民家とは大きく異なった間取りを示すが，ともに「大房」を用いている。

また，老人や成年子女の居室として，一家の住生活において「内房」「大房」に次ぐ副次的な機能をもった部屋に対しては，「越房（コンノバン＝건너방）」と「小房（チャグンバン＝작은방）の使い分けがある。前者は内房」と，後者は「大房」と対をなす。なお，筆者の調査地域では，「下房」「上房」という一対の呼称が多く用いられていた。これはオンドルの焚口との位置関係を示す用語法である。同一の焚口にオンドル房が2間連なる時，焚口に近い方が下房，遠い方が上房とよばれ，部屋の格や使用主体の人間関係における上下を示すものではない。本来使用傾向と結びついた用語法ではないが，部屋数の少ない庶民

住宅では，厨房に隣接する「下房」がおのずから「内房」と同義になる。ただし，筆者のこれまでの調査では，「内房」を用いる地方で「下房」が混在することはあったが，「大房」と「下房」が混在することはなかった。南部の慶尚南道では，前述の事例4や5に共通する一厨二房の無庁式直屋型民家においても，一様に「大房」「小房」と称している。

このほか，地方的な使い分けがかなり顕著なものとしては，厨房を意味する「ブオク＝부엌」と「チョンジ＝정지」の2種がある[40]。現代韓国語では前者の方が標準語的な扱いを受け，後者は全羅道，慶尚道，済洲島などの方言とされている[41]。また，江原道や咸鏡道の複列式民家の厨房部分にも後者の表記がなされた文献もある[42]。この後者を主に用いる地方は，オンドルの様式の差はあれ，複列式間取りの卓越地域をいくつか含んでいる。したがって，この呼称はオンドルの導入に伴う現在のような間取り形式の確立以前の共通的な民家型と結びつく可能性も考えられるので，今後検討を要する。

ともあれ，上記のようないくつかの呼称については顕著な地方差が認められたが，現在知られている特定の民家型と結びつくような分布傾向はみられなかった。漠然と中部以北と南部の差を示すものがあったが，それが中部地方と南部地方の民家型の系統を識別する際の補助的指標になりうるかどうかについては，現時点では判断の材料に乏しい。また，間取り形式上，類似点が多いとみられる関西型と南部型の間には，部屋の呼称に関して，共通点は認められなかった。

本研究で扱った車嶺山脈中部地域は，異なった間取り型の漸移帯の一部をなすとみられるが，部屋の呼称については，概して中部地方の用語法に従っており，南部地方との共通性は稀薄である。

VI. むすび

本研究では，従来「中部型」および「南部型」として，ほぼ一定した理解を得てきた二つの民家型について，その形態的特徴および分布の実態を把握し，あわせて，それぞれの民家型を可視的指標とするところの地域的な居住文化の存在を確認するべく，現地調査および文献調査をもとに検討をおこなった。その結果，当初の目的に対しては不十分ながら，おおよそ以下のような諸点が整理された。

(1) 大庁式曲屋型民家と大庁式直屋型民家は，それぞれ中部地方と南部地方の家屋景観を特徴づける民家型であるが，その分布の境界部において，両者の混在もしくは直接的移行は明瞭でない。あいだに地方的特色のような漸移傾向がうかがわれた。

①閉鎖型家構を伴う曲屋の卓越（ソウル・京畿道平野部中心）

②閉鎖型家構をとらない曲屋と無庁式直屋の混在，さらに無庁式直屋の増加・卓越（車嶺山脈北麓以南）

③大庁式直屋の漸増（小白山脈付近以南）

なお，車嶺山脈地域において，無庁式直屋を母型としながら中部型民家に似せた折衷的な間取りの曲屋もみられた。

一方，大庁式直屋は南部地方においても，必ずしも数的に卓越するわけでなく，無庁式直屋もかなりみられる。

(2) 中部地方と南部地方とでは家相の吉凶観に差異があるようである。中部地方ではㄴ・コ・ロ字形に棟を屈曲させた平面形が吉宅として好まれるのに対し，南部地方では曲屋が直屋より格の高いものとする見方はなく，むしろ棟の曲がった家は凶宅として忌む傾向がある。このような家相観の差異は，民家型の別やその分布を成立させる背景としての意味をもつ可能性もあるので，その由来も含めて，今後の検討課題としたい。

(3) 主屋の房数が4間以上になると，中部地方，南部地方とも，そのうち1間は板間にすることが多い。どちらも中国からの伝播要素である「庁」としての性格をとどめるが，南部地方では，地域によって，在来の「マル」としての閉鎖的性格が強く出ることがある。

(4) 主婦の居室など，ある種の部屋の呼称は地方的差異が顕著であるが，特定の民家型との対応関係は

明瞭でない。おそらく，これらの部屋の呼称と民家の間取り型はそれぞれ異なった文化系統に属し，別途に各地域に定着したものと思われる。

(5) 現在の韓国民家を舞台とした居住文化は，文化系統，成立時期，分布等を異にする諸要素の重層という面がみられる。オンドル様式と結びついた現在の間取り型の成立と分布の確定ないし変遷を引き続き検討しつつ，あわせて，他の文化系統に属する要素の由来や分布を検討して，全体としての居住文化の地域的性格をさぐることを今後の課題としたい。

本研究は1976年度筑波大学大学院修士課程地域研究研究科に提出した修士論文の一部と，1980年度大韓民国政府奨学金留学生としてソウル大学校地理学科留学中に行った研究の一部をもとにしている。

本研究を進めるにあたって，筑波大学地球科学系の正井泰夫教授，山本正三教授，ソウル大学校・李燦教授，東国大学校・邢基柱教授，全南大学校・張保雄教授，漢陽大学校・李海成教授をはじめとする地理学・建築学関係の諸先生には常にご懇切なご指導を賜った。また現在フランス留学中の呉慶燮先生には1976年3月の現地調査を通じ，韓国語および韓国地理に関して多大の教示を頂いた。そのほか数え切れぬほどの方々にご助力，ご教示を賜り，またご迷惑をおかけしてきた。ここに記して深甚の謝意を表したい。

文献および注

1) 古文献にみられる民家関係の記述については，金正基 (1977) の研究にくわしい．
金正基(1977)：文献으로　본　韓國住宅史．東洋学，7.
2) 船越欽哉 (1898)：朝鮮家屋の話．建築雑誌，141，268-288.
3) 1922年より雑誌「朝鮮と建築」を刊行し，建築学分野での民家研究の成果を多数発表した。
4) 岩槻善之 (1924)：朝鮮民家の家構に就て．朝鮮と建築，3-2，2-11.
5) 場合により大小があるが，日本家屋の畳数のように部屋の広さを問題にすることはほとんどない。オンドル○間というように部屋数をもって家構規模を表現する．
6) オンドルの起源としては，『旧唐書』にあらわれる高句麗下層階級の「長炕」がそれにあたるとの説が有力視されており，『三国遺事』によると13世紀以前に西南朝鮮で，また『耽羅志』によると18世紀以降に済洲島の民家で一部オンドルが使用されたという．
7) 岩槻が使用した資料は，当時朝鮮総督府建築課技官であった朴吉龍が各地で採録したものとされている．
8) 野村孝文 (1938)：朝鮮住宅の一考察．朝鮮と建築，17-5，12～39.
9) 李泳澤 (1965)：平面構造上으로　본　韓国의　家屋分布．地理（韓国地理教育会），1，1～6.
10) たとえば張保雄 (1980)，後掲13)，p. 43.
11) 張保雄 (1974)：韓国의　民家型式分類에関한　試論．師苑（東国大学校師範大学），3·4，45～51.
12) 同　(1978)：青山島民家의　文化地理学的研究．地理学（大韓地理学会），18，34-45.
13) 同　(1980)：韓国의民家型分類와　文化地域区分．地理学，22，41-58.
14) 서울・都（みやこ）を意味する固有語で漢字はない。1394年に李氏朝鮮の太祖李成桂が高麗の都の開城から現在の位置に遷都して開いた。漢陽，漢城，京城などの旧称がある．
15) たとえば張保雄，前掲13)，p. 59など。
16) 朝鮮総督府内務局社会課 (1931)：『市街地に於ける借屋状況調査』の中に，当時の朝鮮式家屋の温突（オンドル）間数について，以下のような数字が報告されている。

家屋総数	1,672戸	100%
温突1間のもの	496	30
〃 2間のもの	658	39
〃 3間のもの	331	20
〃 4間のもの	111	7
〃 5間以上のもの	76	4

これは市街地の例なので，この数字をただちに農村部に適用することはできないが，使用人などを置かない家族労働中心の中農住宅では，オンドル房2～3間のものの合計比率はほぼ同様ないしこれより高くなるものと推定される。農村部ではオンドル房1間という例はかなりの貧農に属

する。

17) 本文中の事例民家の①家族構成，②所有耕地面積および③主な作付品目は以下の通りである。
〔事例1〕：①主人夫婦・息子2・娘3；計7名．②水田40a・畑40a．③水稲・大麦・唐辛子．自家用蔬菜．
〔事例2〕：①主人夫婦・息子3・娘1；計6名．②水田1.2ha・畑1ha．③水稲・蔬菜類・果樹少量．
〔事例3〕：①主人夫婦・息子2・娘4；計8名．②水田72a・畑1ha．③水稲・タバコ．
〔事例4〕：①主人夫婦・息子2・娘1；計5名．②畑32a．③唐辛子・蔬菜．
〔事例5〕：①主人夫婦・息子5・娘2；計9名．②水田13a・畑26a．③唐辛子・水稲・蔬菜．
〔事例6〕：①主人夫婦・息子3・娘1；計6名．②水田60a・畑66a．③水稲・大麦・唐辛子．
なお，1976年当時の農家1戸当耕地面積は，京畿道：水田73.0a・畑45.1a，忠清北道：水田50.4a・畑59.7a，全国平均：水田55.2a・畑40.6a（資料：韓国統計年鑑1977）である。

18) 韓国の行政区域は，農村部の場合は，道・郡・面・里の順に細分される。

19) 李燦（1975）：中部地方의　民家形態研究概要．地理学과地理教育（사울大学校師範大学地理教育科），4，27-40.

20) 1971年より韓国政府が提唱・推進してきた農村近代化運動（「セマウル」とは「新しい村」の意）。農村の環境浄化，農地・農道の整備，用水開発，農業の協同化などと並んで農村住宅の改良にも力が注がれ，伝統的な藁葺屋根はトタンやスレートに変わりつつある。

21) 「ヌマル」の「ヌ（누）」は「楼」の韓国語読み。「マル（마루）」は現在　間部分の呼称として用いられることが多いが，本文Vで述べるように，本来の意味は別であったと思われる。

22) 前掲9)，3-5.

23) 野村孝文（1981）：『朝鮮の民家――風土・空間・意匠――』．学芸出版社，201-204.

24) 前掲13)，p. 45.

25) これと反対に焚口に近い部分はアレンモ（아랫목），とよばれ，かなり高熱になる。

26) 延豊から聞慶に越える峠道は古来「鳥嶺」の名で知られ，忠清道と慶尚道をつなぐ重要な交通路の一つであった。

27) 第二次大戦前の邦文々献では「抹楼」と記されているが，これは発音を似せた当て字であろう。

28) ただし，民家型態の分布を定量的に把握した前掲19）によると，忠清北道側まで曲屋型民家の高比率が及んでいるという結果が出ている。

29) 前掲8)，31-33.

30) 前掲23)，148.

31) 今和次郎（1924）：『朝鮮部落調査特別報告』第1冊（民家），朝鮮総督府．

32) 今村　鞆（1929）：朝鮮の家屋建築に関する話．朝鮮と建築，3-2，p. 11.

33) 　同　（1931）：家屋建築に関する朝鮮の風習一斑．青丘学叢，5，p. 169.
ただし，この32)，33)に紹介されている家相の吉凶説は，風水地理説の中の造家論に由来するものであろう。李朝末の農政家・徐有榘（1764～1845）の農書『林園十六誌』にこれと類似の記述がみられる。

34) 前掲13).

35) 中国の住宅については，劉敦楨（1957）：『中国住宅概説』．建築工程出版社，北京（邦訳は，田中　淡・沢田昭次訳：『中国の住宅』，鹿島出版会，1976）に詳しい。

36) このような使用傾向と呼称について，三品（1958）は北方ツングース族の天幕における malu やオロチョン族の幕居における marō との類似性を指摘している。

37) 村田次郎（1925a）：南鮮民家の家構私見(一)，(二)，(三)．朝鮮と建築，4-3，5，7，15-22，12-19，32-39.

38) 　同　（1925 b）：言って置きたいこと．朝鮮と建築，4-10，1-6.

39) 藤島亥治郎（1925）：抹楼の起源に就て村田さんの説を評し，併せて自己の意見に及ぶ．朝鮮と建築，4-8，2-7.

40) 「부엌」は韓国語の在来語彙と思われ，漢字表記はできないが，「정지」は「鼎只」という漢字があてられることがある。

41) 신용철・신기철：『새우리말　큰사전（新ウリマル大辞典）』．三省出版社，1980. 서울.

42) たとえば前掲11)，13)など.

地学雑誌 93-4 (1984)

エスカップ地域鉱物資源開発センター (ESCAP/RMRDC) の活動

佐　野　浚　一*

Activities of ESCAP Regional Mineral Resources Development Centre

Shun-ichi SANO

I. エスカップ地域の鉱物生産

エスカップ (ESCAP) 地域[1]の鉱物資源ポテンシャルは低いというのが通念のようである。第1表にエスカップ地域発展途上国の鉱物生産に関する指標を，第2表にその各大陸との比較を，基本的パラメーターである国土面積および人口とともに示した (LJUNGGREN 1980)。ここで取上げた国土面積当りの鉱物生産について世界生産量の1%以上を占める鉱種の数について，茂木 (1979) は GOVETT and GOVETT (1976) による研究を紹介・検討し，地下資源の開発生産は政治・経済・技術的要因により変動するが，最終的に国土面積および地質的条件により制約をうけること，国土面積当りの鉱業生産は一般に発展途上国で低く，開発努力により生産増加が期待されることを指摘している。この研究は金属鉱物に限られているが，工業原料鉱物および石炭（亜炭および褐炭を含む）についても同様な傾向がみられる。原油および天然ガスは面積当りの生産額に対する影響が他の鉱物にくらべて大きく，またエスカップ地域の生産量が他の地域にくらべて低いので，面積当りの鉱物生産の資料から除外した。

金属鉱物では，東アジアから東南アジアの大陸縁辺部にのびている錫—タングステン・ベルトおよびアジア・オーストラリア両大陸外縁の島弧系のポーフィリー・カッパー・ベルトがこの地域とくに東南アジア諸国の比較的大きい面積当りの金属鉱物生産額に寄与している。西アジアでは，大デルタ地帯が発達して広い面積を占め，ヒマラヤ変動帯の鉱床がほとんど開発されていないため，面積当りの金属鉱物生産が特に低い。エスカップ地域は島嶼が多く海岸線が複雑で長く，錫をはじめ漂砂鉱床から採掘される金属鉱物の生産が顕著である。工業原料鉱物では，東アジアおよび西アジアの大陸性地殻に分布する黒鉛，螢石および重晶石などの生産額が大きい。石炭の生産は東アジアで多く，大陸性地殻の分布と工業化には関係があると思われる。

一般に，面積当りの鉱物生産は1人当りのGNPと正の相関関係があり，また面積当りの鉱物生産が高くても鉱物生産の対 GNP 比は数%をこえない。すなわち，鉱物生産と産業の発展は関連がある。しかし，オセアニアのエスカップ地域発展途上国はほとんど小さな島嶼で，限られた種類の鉱物が限られた島嶼に偏在し，面積当りの鉱物や鉱物生産の対 GNP 比が特異な値を示す。

エスカップ地域発展途上国の面積あたりの鉱物生産は世界の他の地域にくらべて低く，今後の開発の可能性が十分残されていると考えられるが，この地域の多くの国々では地質条件から大陸地殻が発達する他の大陸に賦存するような大規模な鉱床は期待されず，国際的な投資を誘致して開発することが困難である。したがって，この地域の鉱物資源の開発には格段の努力が必要である。

* (株) エスピーシー／川崎地質 (株)　SPC Co./Kawasaki Geological Engineering Co.

第1表　エスカップ地域発展

国名	面積 10³km²	世界総面積に対する面積比	人口 10⁶人	1人当りGNP* 米ドル	国土面積当り鉱物生産(米ドル/km²)*			
					金属鉱物	工業原料鉱物	石炭褐炭	計
		%						
アフガニスタン	647.5	0.476	16.36	144	—	11.7	2.8	12.7
イラン	1,648.0	1.213	39.32	2,100	36.6	30.3	21.2	88.2
インド	3,287.6	2.420	683.31	169	218.7	72.8	268.2	559.7
インドネシア	1,919.4	1.402	151.29	324	208.0	4.4	3.8	216.2
韓国	98.5	0.073	38.72	1,098	1,039.6	951.3	4,832.5	6,823.4
カンボジア	181.0	0.133	6.83	—	1.1	3.3	—	4.4
キリバス	0.7	0.0005	0.06	667	—	26,285.7	—	26,285.7
グアム	0.5	0.0004	0.10	—	—	—	—	—
クック諸島	0.2	0.0002	0.02	—	—	—	—	—
シンガポール	0.6	0.0004	2.44	3,152	—	333.3	—	333.3
スリランカ	65.6	0.048	14.99	181	45.7	62.5	—	108.2
ソロモン諸島	28.4	0.021	0.24	375	3.5	—	—	3.5
タイ	514.0	0.378	48.13	453	770.8	56.0	—	826.8
太平洋委任統治区域***	1.8	0.001	0.14	—	—	—	—	—
中国	9,597.0	7.065	1,007.76	260	171.7	96.6	1,925.4	2,193.0
トゥヴァル	0.2	0.0001	0.008	—	—	—	—	—
トンガ	0.7	0.0005	0.10	—	—	—	—	—
ナウル	0.02	0.00002	0.007	—	—	3.9×10^{6}	—	3.9×10^{6}
ニウ	0.3	0.0002	0.003	—	—	—	—	—
西サモア	2.8	0.002	0.16	—	—	—	—	—
ネパール	140.8	0.104	12.59	130	—	—	—	—
パキスタン	803.9	0.592	70.90	251	4.7	12.9	43.1	60.8
バヌアツ	14.8	0.011	0.12	—	—	—	—	—
パプア・ニューギニア	461.7	0.340	3.00	546	810.3	—	—	810.3
バングラデシュ	144.0	0.106	78.96	90	—	96.5	—	96.5
ビルマ	676.6	0.498	30.17	160	44.0	7.7	1.2	52.9
ブータン	47.0	0.034	1.16	80	—	—	—	—
ブルネイ	5.8	0.004	0.24	10,000	—	—	—	—
フィジー	18.3	0.013	0.63	1,368	284.2	—	—	284.2
フィリピン	300.0	0.219	42.26	551	1,656.3	47.0	19.0	1,722.3
ベトナム	329.7	0.243	47.90	185	21.2	164.4	543.1	728.8
香港	1.0	0.0008	5.15	2,728	100.0	200.0	—	300.0
マレーシア	329.0	0.243	11.93	1,215	2,207.2	6.4	—	2,213.5
モルジブ	0.3	0.0002	0.13	200	—	—	—	—
モンゴル	1,565.0	1.152	1.44	1,020	1.4	17.0	5.8	24.2
ラオス	236.8	0.174	3.30	89	27.4	0.4		27.9
計	23,070.1	16.984	2,320.37	(371)	216.2	68.7	873.6	1.158.5

* 1980年, LJUNGGREN, P. H. (1981) : RMRDC Report No. 144による。　** 1980年, 原油質調査所(1981) : 鉱物年報等による。　*** パラオおよびマーシャル諸島を含む。

途上国の鉱物生産

鉱物生産の対GNP比*	世界生産量の１％以上を占める鉱種(アンダーライン)および生産量の世界生産量に対する比が国土面積の世界総面積に対する比を超える鉱種**	世界生産量の１％以上を占める鉱種数**
% 0.03		0
0.18	原油，重晶石，天然ガス	3
1.59	石炭，黒鉛，鉄，重晶石，クロム，チタン，マグネサイド，（アルミニウム，天然ガス）	9(2)
0.85	錫，ニッケル，原油，アルミニウム	4
1.58	石炭，タングステン，蒼鉛，カドミウム，ジルコン，銀，鉄	4
—		0
46.00	燐鉱石	0
—		0
—		0
0.00		0
0.26	チタン，石墨，ジルコン	3
0.11		0
1.95	錫，アンチモン，蛍石，重晶石，タングステン，銀	5
—		0
8.03	石炭，タングステン，黒鉛，マグネサイト，アンチモン，ヴァナジン，水銀，重晶石，蛍石，蒼鉛，鉄	22(11)
—	（錫，原油，マンガン，リチウム，石綿，燐鉱石，モリブデン，チタ	0
—	ン，ニッケル，ジルコン，カドミウム　以上中国）	0
—	燐鉱石	1
—		0
—		0
—		0
0.28	天然ガス	0
—		0
22.82	テルル，セレン，銅，金，銀	5
0.18		0
0.74	タングステン，アンチモン，重晶石，錫	1
—		0
—	原油	0
0.60		0
2.22	クロム，ニッケル，コバルト，銅，テルル，セレン，銀	0
2.71	石炭，燐鉱石	0
0.00		0
5.03	錫，チタン，アルミニウム，原油，蛍石，アンチモン	3
—		0
2.57	蛍石	1
2.24	錫	0
	錫，黒鉛，タングステン，石炭，蛍石，アンチモン，重晶石(17%以上)	

・天然ガスを含む。括弧内は生産量の比が国土面積の世界総面積に対する比より小さい鉱種，西独地

第2表　エスカップ地域発展途上国と各大陸との鉱物生産の比較

地域	面積 10^3km^2	推計人口 10^6人	面積当り鉱物生産(米ドル/km^2)*				鉱物生産の対GNP合計比%*
			金属鉱物	工業原料鉱物	石炭亜褐炭ウラン	計	
(エスカップ発展途上国)							
東アジア	11,262	1,053.1	155.1	93.0	1,684.0	1,932.0	4.51
東南アジア	3,817	314.3	532.8	28.4	50.3	611.6	1.86
西アジア	7.461	948.4	109.4	44.1	127.9	288.1	0.86
オセアニア	530	4.6	715.3	183.1	—	898.3	18.11
計	23,070	2,320.4	216.2	68.7	873.6	1,158.5	1.56
(世界)							
アジア	27,576	2,579.0	198.1	83.1	833.1	1,103.2	1.55
アフリカ	30,330	470.0	302.0	92.7	59.0	453.8	6.15
米国およびカナダ	19,339	251.6	439.6	243.3	853.9	1,536.9	1.27
その他の南北米大陸	23,742	360.4	245.6	240.9	12.9	499.4	2.37
西ヨーッパ	3,835	340.3	558.8	529.1	4,052.2	5,140.1	0.87
東ヨーロッパ (除ソビエト)	1,102	143.7	1,124.3	824.8	11,134.9	13,084.0	2.33
全世界	135,837	4,320.8	328.5	128.1	641.2	1,097.8	1.70

東アジア(韓国，中国，香港，モンゴル)，東南アジア（インドネシア，カンボジア，シンガポール，タイ，フィリピン，ブルネイ，ベトナム，マレーシア，ラオス)，西アジア(アフガニスタン，イラン，インド，スリランカ，ネパール，パキスタン，バングラデシュ，ビルマ，ブータン，モルジブ)，オセアニア（キリバス，グアム，クック諸島，ソロモン諸島，太平洋委任統治区域，トゥヴァル，トンガ，ナウル，ニウ，西サモア，バヌアツ，パプア・ニューギニア，パラオ，フィジー、マーシャル諸島)。

* 1980年。LJUNGGREN, P. H. (1981)：RMRDC Report No. 144による。

II. 地域鉱物資源開発センターの発展と組織

エスカップ地域鉱物資源開発センター (ESCAP RMRDC) は1973年10月エスカップ事務局産業天然資源部（現天然資源部）鉱物資源課内に設立されて以来，日本および西独等先進国の援助により次第に規模を拡大してきたが，1978年には国連開発計画 (UNDP) の地域プロジェクトとして資金援助がはじまり，管理理事会 (Governing Council) が発足して，センターの規約 (Statute) が国連総会の承認を得るために審議決定された。インドネシア政府の招請により，1979年8月にはタイ国バンコクのエスカップ事務局からバンドンの鉱山エネルギー省鉱業技術センター (MTDC) 内に移転して，組織の強化と業務の拡大をはかった。1978年頃までの地域鉱物資源開発センターの活動は既に報告したので（佐野 1978)，インドネシアに移転した1979年以後の活動について紹介する。

規約にきめられた地域鉱物資源開発センターの目的は，エスカップ域内国の要請に応じて，地質調査および鉱物資源開発を担当する国立機関を強化し拡大するよう援助することにある。この目的を追求するためにセンターは次の5つの機能をそなえることを要求されている。すなわち，要請に応じて，1) 専門家による諮問サービスを提供する，2) 各国の鉱物資源探査開発プロジェクトの計画作成や資金調達について援助する，3) どのような訓練が必要であるかを調査し，訓練プログラムを組織する，4) 鉱物資源データのとりまとめを含む情報サービスを実施する，および 5) 地

域内の実験施設を組織化して，高度な技術の普及をはかる。

センターの事業は原則として年1回開催される管理理事会の会合で審議決定される。管理理事会はエスカップ域内国より3年毎に選出される8カ国の代表およびセンター設置国（インドネシア）の代表により構成される。また，投票権を持たない職権によるメンバー（Ex-officio Member）としてエスカップ事務局長，国連開発計画の代表およびセンター所長（Co-ordinator）が参加する。1983年4月に改選された理事国は，日本・インド・インドネシア・韓国・ソロモン諸島・タイ・バングラデシュ・フィリピン・マレーシアである[2]。センター所長は国連事務総長により任命され，専門家はセンターの活動に協力を希望する国の政府が，国連本部の承認を得て派遣し，給与・旅費等のすべての経費を負担する。

III. 地域鉱物資源開発センターの活動

地域鉱物資源開発センターの活動は，前述の5つの機能にもとづいて，諮問サービス，セミナー／ワークショップおよび研修コースの開催および特別プロジェクトの実施などであり，それらの概要を第3表にまとめた。エスカップ地域の発展途上国38カ国のうち，29カ国が何等かの活動に参加した。

諮問サービスはセンターの主要な活動である。エスカップ発展途上国は，国連開発計画駐在代表を通じて配布されるセンター専門家の履歴書にもとづいて，センターに具体的なサービスの要請を提出し，センターは先着優先の原則の下に専門家に与えられた旅費枠や要請の内容を考慮して派遣を決定する。諮問サービスの期間は1件について最高1カ月程度である。実例として，物理探査関係の諮問サービスの概要を第4表に示す。

諮問サービスの内容は，計画中，実施中あるいは終了のプロジェクト，またはある機関の活動に対する評価および助言などである。国際入札のための仕様書の作成や交渉中の二国間援助あるいは外国企業との開発協定について助言を求められることもある。センターのスタッフおよび施設が限られているので，商業コンサルタントによるフィージビリティ・スタディと競合するものではなく，その前段階の準備あるいは終了後の評価につながるものである。諮問サービスの報告書の配布はサービスを要請した政府および関係国連機関に限られる。しかし，発展途上国に共通した問題が諮問サービスに要求されることが多いと考えられるので，他の政府から要請があれば，当該政府の許可を得て報告書を送付することになっている。報告書は特定の機関を対象として書かれたものであるから，関係専門家が一般化した論文を公表することが望ましい。

ワークショップ／セミナーおよび集団研修の概要を第5表にまとめた。このうち，中国で行なわれたタングステン地質セミナーの報文集（HEPWORTH and ZHANG（eds.） 1983）が公刊された。センターに申込めば有料（50米ドル）で入手できる。他のセミナーの要旨は関係機関と参加者のみに配布された。インド地質調査所は毎年実施している11カ月の学部卒業者研修コースにエスカップ域内発展途上国の研修員を10名の枠内で受入れ，地域鉱物資源開発センターは参加のための往復外国旅費を支給している。

地域鉱物資源開発センターの規約にあげられている機能を発揮するため，センターは関係機関の協力を得て特別プロジェクトを実施する。その概要を第6表にまとめた。岩石磁気プロジェクトは，第1回管理理事会で提案された東南アジア錫花崗岩ベルトの空中物理探査計画のための基礎資料として，岩石の磁性およびその他の物理的性質を測定し，錫・タングステン・希少金属などの錫花崗岩ベルトの鉱物資源の探査指針をたてるために計画された。日本地質調査所の専門家の指導とインドネシアの専門家の協力により，東南アジアの花崗岩地帯で岩石資料が採取され，磁性や力学的性質の測定がインドネシア地質研究開発センター（GRDC）で行なわれた。花崗岩の磁性と放射能について興味ある結果が得られたが，岩石学的な裏付けを行なうために研究が続けられている（HARTOSUKOHARJO et al. 1982, SATO 1983）。一方，アジア開発銀行（ADB）の借款によりインドネシアおよびタイで全国的な空中物理探査が実施されるようになった。地域鉱物資源開

第3表 地域鉱物資源開発センターの

国名	技術諮問サービス件数(1979年1月—1983年6月)								同左専門別件数		
	金属鉱物	工業原料鉱物	ウラン	石炭	石油地熱等	地下水	文献情報	計	地質	地球化学	地球物理
アフガニスタン	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
イラン	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
インド	2	1	0	1	0	0	0	4	0	2	0
インドネシア	15	1	0	1	1	6	5	29	17	4	1
韓国	1	0	0	1	0	2	0	4	2	1	0
カンボジア	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
キリバス	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0
グアム	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
クック諸島	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
シンガポール	0	0	0	0	0	2	0	2	2	0	0
スリランカ	2	2	1	0	0	1	0	6	4	0	0
ソロモン諸島	2	0	0	0	0	0	1	3	2	1	0
タイ	3	1	0	0	0	5	3	12	9	0	2
太平洋委任統治区域	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0
中国	1	0	0	0	1	4	2	8	5	1	1
トゥヴァル	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0
トンガ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ナウル	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ニウ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
西サモア	0	0	0	0	0	2	0	2	1	1	0
ネパール	1	1	1	0	0	1	0	4	2	1	0
パキスタン	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1
バヌアツ	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0
パプア・ニューギニア	2	0	0	0	0	0	1	3	2	1	0
パラオ	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0
バングラデシュ	0	1	1	1	0	3	0	6	5	0	1
ビルマ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ブータン	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ブルネイ	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
フィジー	4	1	1	0	0	1	1	8	5	1	0
フィリピン	10	0	0	0	0	3	1	14	7	1	5
ベトナム	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
香港	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
マーシャル諸島	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0
マレーシア	4	0	0	0	0	5	0	9	7	0	2
モルジブ	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0
モンゴル	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ラオス	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
計	49	11	4	4	2	39	14	123	76	15	13

* McDIVITT, J. F. (1983) : RMRDC Report 189による。

活動概況および発展途上国による貢献

	フェローシップ件数			特別プロジェクト		現金拠出		現物提供評価額累計	管理理事会
鉱山工学	ワークショップセミナー	集団研修	計	短期専門家	フェローシップ	年額(1983)米ドル	累計 米ドル(1979-1983)	(1979-1983)米ドル相当	メンバー期間
0	3	4	7	0	0	0	0	0	
0	1	1	2	0	0	1,500	7,483	0	1978-1980
2	8	0	8	0	0	4,000	16,000	282,000	1978-1985
7	3	3	6	1	3	10,000	30,000	463,000	1978-1985
1	4	1	5	1	0	7,500	45,000	175,000	1978-1085
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2	4	2	6	0	0	0	0	0	1978-1983
0	2	0	2	0	0	0	0	0	1983-1985
1	11	3	14	0	3	4,500	21,000	38,500	1978-1985
0	1	0	1	0	0	0	0	0	
1	5	1	6	0	0	5,000	15,780	79,500	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1	4	4	8	0	0	0	0	0	
0	4	1	5	0	0	500	1,500	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	4	0	4	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	2	4	6	0	0	1,000	6,000	0	1980-1985
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	1	0	1	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	10,000	10,000	0	
2	3	0	3	0	0	0	0	0	
1	7	6	13	0	2	4,000	16,000	10,000	1978-1985
1	6	8	14	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	8	3	11	1	2	5,000	30,000	10,000	1978-1985
0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	2	0	2	0	0	0	0	0	
0	0	2	2	0	0	0	0	0	
19	83	43	126	3	10	53,000	198,763	1,058,000	

第4表 地域鉱物資源開発センターの

国名	実施年月	日数	機関	方法	対照
インドネシア	1982-10	12	地質研究開発センター	磁気・放射能	錫花崗岩(金属鉱物)
タイ	1981-04	15	鉱物資源局	磁気・放射能	錫花崗岩(金属鉱物)
	1983-01	6	同上	—	—
中国	1980-10	29	カルスト地質研究所	電気	地下水
パキスタン	1980-03	21	パキスタン鉱業開発公社	磁気(重力)	クロム
バングラデシュ	1983-05	8	バングラデシュ鉱物探査開発公社	地震	石炭，石灰岩および骨材
フィリピン	1979-08	10	鉱山地球科学局	重力	地域地質(金属鉱物)
	1980-01,02	24	同上	同上	同上
	1980-11	9	同上	磁気	同上
	1981-02,03	30	同上	重力，磁気	同上
	1983-01,02	14	同上	磁気，地震	地域地質 漂砂鉱床(金属鉱物)
マレーシア	1979-10	6	マレーシア地質調査所	電気	非鉄金属鉱物
	1983-04	9	同上	—	非鉄金属鉱物等

発センターがこのような大規模なプロジェクトを直接実施することは必ずしも適当でないと考えられるが，岩石磁気プロジェクトの延長として，適当な地域で実験的な空中物理探査を実施して探査指針の確立をはかることが望まれる。

絶対年代ネットワークは，第2回管理理事会の討議にもとづき，実験施設の共用ネットワークの最初の試みとして，韓国資源開発研究所 (KIER) のルビジウム—ストロンチウム法の施設およびマレーシア地質調査所 (GSM) のカリウム—アルゴン法の施設をタイ鉱物資源局 (DMR) およびフィリピン鉱山地球科学局 (BMG) が利用できるように，これらの機関の研究者を交換して岩石試料の採取や年代測定を実施している。このように，特別プロジェクトの重要な要素は発展途上国間技術協力 (TCDC) を推進することである．地球化学実験施設のネットワーク作りを進める準備として，地化探試料分析施設の標準仕様やコストを示したマニュアル (ITO and ANDO 1983) が作成された。現在は地球化学標準プロジェクトとして日本地質調査所で作成した3種類の標準岩石試料を関係機関に配布して主成分のクロス・チェックを行なっている。

前述のように，地域鉱物資源開発センターの報告書は，タングステン地質セミナー報文集を除き，限定配布である。諮問サービスの報告書のほかに，特定の機関を対象としない報告書（第7表）も作成された。現在，地域鉱物資源開発センターの定期刊行物はニュースレターのみで，1980年7月以来年4回の原則で発行されている。

鉱物資源データ・情報に関する活動は，担当専門家がエディターを兼ねていたため十分な時間をさく余裕がなく，エスカップ地域エネルギー・プログラム (REDEP) から委託された石炭情報サービスは文献情報サービス・システムの一試案を提出するに留まっている。

物理探査関係諮問サービス概要

地域	内容	現地調査日数	報告書番号
西スマトラ州	錫花崗岩試料採取地点選定（地域鉱物資源開発センター特別プロジェクト）	10	—
南タイ（北緯10°以南）	錫花崗岩試料採取規準決定（地域鉱物資源開発センター特別プロジェクト）	4	141, 165
—	物理探査活動の評価と助言	0	—
広西壮族自治区桂林市周辺	VLF 電磁法の適用	7	139
マラカンド地区（パキスタン北部）	クロマイト鉱床の物理探査，特に磁気探査の適用と調査計画	6	GPh-5
ジャマルガンジ（石炭），ジャプルハット（石灰岩）およびマジャパラ（骨材）地区（北部バングラデシュ）	既存探査資料の評価。今後の地震探査の指針と計画 鉱山施設の耐震構造に関する助言	3	195
フィリピン全域	地域重力探査の評価と助言	0	GPh-1
同上，	レイテ島の地域重力探査の査察。マリンズケの重力探査データ処理	3	GPh-4
同上，	ミンダナオ島の空中磁気探査の査察	2	134
同上，	空中磁気探査データの総括，特にポーフィリー・カッパー鉱床による空中磁気および重力の異常の検討	3	134
レイテ湾，スリガオ海峡，ディナ	音波探査の解釈の評価と助言。	0	印刷中
ガット瀬戸，ヒナツァン水道	海底磁気探査データの処理に対する助言。		
ケランタン州ウルソコール地区	塊状鉱床に対する電磁法および IP 法の試験的調査のための仕様書の作成	1	GPh-4
半島マレーシア	半島マレーシア・セントラルベルトの空中物理探査の評価とフォローアップに対する助言，および物理探査活動拡大計画に対する助言	0	193

IV. 地域鉱物資源開発センターの財政

現在，地域鉱物資源開発センターの基本的経費は国連開発計画の地域プロジェクト援助資金およびエスカップ発展途上国からの拠出現金に依存しており，管理部門の人件費を含む諸経費にあてられる。国連開発計画の援助資金はセミナー／ワークショップあるいは集団研修の参加者の旅費および発展途上国からセンターの事業のために派遣される専門家の旅費にも使用するように指定されている。専門家による諮問サービスを主とする事業の実施は先進国および発展途上国の現物提供または寄付金にたよっている。1979年から1983年まで5年間の資金および現物提供評価額の累計は4,886,079米ドル（年平均977,215.8米ドル）で，資金源別の比率は，国連開発計画援助資金18.4％，発展途上国拠出現金3.5％，先進国および国際機関の援助（使途を指定した国連への寄付金および現物提供等）56.5％および発展途上国の現物提供21.6％となり，発展途上国からの寄与の合計は25.1％である（第8表）。

世界経済の停滞にともない，世界各国からの拠出金にたよる国連開発計画の資金も高度成長時代のような拡大は望めない。情勢の変化にともなって世界の各地域から提出される要請に応じるため，国連開発計画は既存の地域プロジェクトに対して人件費を主とする管理経費の援助（Institutional Support）を打切りその存続が必要であれば関係国の努力にまつという方針を打出した。東南アジア錫研究開発センター（SEATRAD Centre）や東アジア沿海探査委員会（CCOP/EA）などのエスカップのいくつかの地域プロジェクトは政府間機構が管理する形態に変更したが，地域鉱物資源開発センターの管理理事会は1981年の会合でセンターはエスカップの機関として存続すべきことを強調した。

一方，国連開発計画は地域鉱物資源開発センタ

第5表　地域鉱物資源開発センター主催ワークショップ／セミナーおよび集団研修の概要

	開催年月	期　間	開催地	参　加途上国	参加人員*	講師派遣国（機関）または研修担当機関
（セミナーワークショップ）						
鉱業の決定変数ワークショップ	1980-12	5日	バンドン	9	34	スェーデン
地球科学情報応用ワークショップ	1981-05	5日	バンドン	15	51	英国，カナダ
タングステン地質セミナー	1981-10	11日	南　昌	9	75	日本，英国，米国，オーストラリア，カナダ，スェーデン，エスカップ
鉱業の産業発展に対する重要性に関するワークショップ	1982-11	6日	バンドン	16	52	フィンランド，オーストラリア，スェーデン，国連本部，国連産業開発機関，ユネスコ，国連天然資源探査回転基金
熱帯多雨環境下の生物地化学探鉱ワークショップ	1982-11	6日	バンドン	12	62	スェーデン，国連本部，南南アジア錫研究開発センター
水理地質図作成ワークショップ**	1983-11	6日	バンドン	15	30	西独，オーストラリア
（集団研修）						
学部卒業者研修コース	1979－1982（毎年）	11カ月	ライプール	9	24	インド地質調査所
岩石磁気プロジェクト実験室作業特別集団研修***	1980-09	10日	バンドン	3	5	インドネシア地質研究開発センター
基礎宝石研磨コース	1983-06,07	2カ月	バンコク	8	13	タイ産業振興局

* 先進国・国際機関・センター等からの出席者を含む　　** 第3表の参加人員に含まれていない。
*** 日本エスカップ協力基金による。

第6表　地域鉱物資源開発センターの特別プロジェクトの概要

プロジェクト	期　間	資　　金	参　加　機　関	内　　容
実験地化学探査	1980-1982	国連開発計画（インドネシア国別プロジェクト）	インドネシア鉱物資源局，スェーデン地質調査所	北スマトラ地化学探査（植物試料），コンピュータ・データ処理
石炭情報サービス	1981-1983	エスカップ地域，エネルギー・プログラム（国連開発計画）	—	石炭文献データ・システムの試案作成
インドネシア・マレーシアおよびタイ錫花崗岩地帯の岩石磁性および岩石の物理的性質（略称岩石磁気プロジェクト）	1980-1984	日本—エスカップ協力基金	インドネシア地質研究開発センター，タイ鉱物資源局，マレーシア地質調査所，インドネシア錫開発公社，日本地質調査所	南タイおよび半島マレーシア岩石磁性・放射能等調査(1980) 西スマトラ岩石磁性・放射能等調査(1982)，半島マレーシア北部，バンカ島西スマトラ岩石学調査(1983) 室内測定・分析等(1981-1984)
絶対年代ネットワーク	1980 1984	日本—エスカップ協力資金	韓国資源開発研究所，マレイシア地質調査所（以上サブ地質センター）フィリピン鉱山地球科学局，タイ鉱物資源局	フィリピンのポーフィリー・カッパー鉱床に関係する迸入岩の年代決定（K-Ar, Rb-Sr）(1983-1984) タイのコラート高原西縁の迸入岩の年代決定(K-Ar) (1983-1984)
地球化学標準サンプル	1983-1984	—	日本地質調査所，各国関係機関	日本地質調査所提供の標準岩石試料の主成分のクロス・チェック

第7表 地域鉱物資源開発センターの報告書（諮問サービス報告書を除く）

ITO, S.	GC/21:	Cost estimation for various grades of geochemical laboratory facilities. August 1980.
ITO, S.	GR/14:	Annual report on geochemical exploration. August 1980.
KRAMPE, K.	GR/15:	Hydrogeological unit of RMRDC; Review of activities from September 1979 to August 1980. August 1980.
SANO, S.	GPh/ 2:	Application of VLF electromagnetic method to groundwater exploration in karst terrain. January 1980.
SANO, S.	GR/60:	Review of advisory services in exploration geophysics-May 1979 to August 1980. August 1980.
STIGZELIUS, H.	GR/17:	Review of advisory services on mining development. September 1970.
HEPWORTH, J.	GR/20:	The production of an address file for RMRDC Newsletter. August 1980.
BECKER, J.	No. 133:	Perlite: a raw material whith industrial potential. April 1981.
SAITO, T., HARTOSKOHARJO, H., CHOW, W. S., LOH, T. H., SAKDEJAYONT, K., UDOMRATN, C. and SANO, S.	No. 141:	Progress Report-ESCAP RMRDC Project on rock magnetism and other physical properties of rocks in Malaysia-Thailand tin granite belt. June 1981.
STIGZELIUS, H.	No. 143:	Seminar on exploration and evaluation of tin deposits in Southeast Asia. August 1981.
ITO, S. and ANDO, N.	No. 145:	Cost estimation for the various capacities of geochemical laboratory. September 1981, Preliminary edition.
INGLER, D.	No. 147:	Decision variables in Mining. November 1981.
SANO, S.	No. 149:	Geophysics in RMRDC. September 1981.
HEPWORTH, J.	No. 150:	A regional information facility based on RMRDC: Outline proposal. October 1981.
SANO, S.	No. 154:	Report of training of counterparts for ESCAP RMRDC Rock Magnetism Project in laboratory measurement and interpretation. October 1981.
STIGZELIUS, H.	No. 156:	The "Asian Mining '81", Exhibition and Conference. January 1982.
HEPWORTH, J.	No. 160:	RMRDC's proposal for a coal information service in the Regional Energy Programme. February 1982.
SANO, S.	No. 163:	Program library for a hand-held computer-Geophysical data processing and information (Gravity, magnetics and seismic refraction). April 1983.
HARTOSKOHARJO, S., MUBROTO, B., CHOW, W. S., SIRISENA, U. W. A., SAKDEJAYONT, K., UDOMRATN, C., SAITO, T. and SANO, S.	No. 165:	Progress Reprot-ESCAP RMRDC Project on rock magnetism and other physical properties of rocks in Malaysia-Thailand tin granite belt. October 1982.
HEPWORTH, J.	No. 168:	Second International Conference on Geoscience Information. June 1982.
STIGZELIUS, H.	No. 179:	Workshop on the importance of mining to industrial development, Bandung, 1-6 November 1982. December 1982.
MAGNUSSON, J.	No, 184:	Workshop on biogeochemical mineral exploration in tropical rainforest environment, Bandung, 29 November-4 December 1982. February 1983.
SAITO, T.	No. 185:	Advisory report on rock magnetism laboratory at Geological Research and Development Centre, Indonesia. October 1982.
SATO, K.	No. 191:	Progress Report-Geological investigation for ESCAP RMRDC Project on rock magnetism and other physical properties of rocks in Indonesia-Malaysia-Thailand tin granite belt. July 1983

第8表　地域鉱物資源開発セン

	資金額（米ドル）または現物提供評価額（米ドル相当）					
	1979	1980	1981	1982	1983	計
(管理費)						
国連開発計画	80,000	156,000	218,000	196,000	247,000	897,000
加盟国拠出現金	28,003	28,010	29,006	38,000	47,500	170,519
小　計	108,003	184,010	247,006	234,000	294,000	1,067,519
(事業費)						
先進国援助評価額	195,000	388,000	522,500	838,000	632,000	2,575,000
発展途上国現物提供評価額	110,000	190,000	320,500	233,000	204,500	1,058,000
国連開発計画インドネシア国別プロジェクト			100,000	70,000		170,000
エスカップ地域エネルギー・プログラム（国連開発計画）				15,000		15,000
小　計	305,000	575,000	943,000	1,156,000	836,500	3,818,500
合　計	413,000	762,010	1,190,006	1,390,000	1,390,000	4,886,079
(先進国援助評価額内訳)						
日本	120,000	145,000	226,000	256,000	110,000	857,000
米国	0	0	5,000	0	0	5,000
英国	0	50,000	93,000	100,000	40,000	283,000
オーストラリア	0	0	2,000	2,000	2,000	6,000
カナダ	0	3,000	3,000	0	0	6,000
スェーデン	0	15,000	13,000	115,000	0	143,000
西独	75,000	85,000	10,500	170,000	360,000	700,500
フィンランド	0	90,000	100,000	105,000	0	295,000
フランス	0	0	70,000	90,000	120,000	280,000
計	195,000	388,000	522,500	838,000	632,000	2,575,000

人員区分	1979	1980	1981	1982	1983	
年間最高専門家数	4	6	8	9	6	
補助職員数	2	6	6	6	6	

* LJUNGGREN, P. H. (1982) : RMRDC Report および MCDIVITT, F. J. : RMRDC Report

ターの財政状況および人員*

使　　途
所長人件費(1979—1982), 補助職員人件費, 発展途上国専門家旅費, セミナー／ワークショップ旅費および事務用備品費等。
所長人件費(1983)および事務経費(通信費, 文具費, 複写機借料および公用車維持費等)。
専門派遣費および特別プロジェクト経費等
事務所維持費(インドネシア), 長期専門家派遣費(韓国), セミナー集団研修等開催費 (インド, インドネシアおよび中国), 特別プロジェクト・カウンターパート (インドネシア, 韓国, タイ, フィリピン, マレーシア) および管理理事会開催費 (インドネシア, 韓国, フィリピン) (諮問サービスに対するカウンターパートを除く, 内訳は第3表参照)
スェーデン専門家派遣およびインドネシア研修員旅費 (実験地化学探査特別プロジェクト)
ワード・プロセッサー購入費
長期専門家 (地球化学および地球物理)・短期専門家 (タングステン・セミナー) 派遣費, 小額備品および特別プロジェクト経費
短期専門家 (タングステン・セミナー) 派遣費
長期専門家 (エディター兼情報システム)・短期専門家 (情報セミナー) 派遣費
短期専門家 (タングステン・セミナー, 鉱業ワークショップおよび水理地質図ワークショップ) 派遣費
短期専門家 (情報ワークショップおよびタングステン・セミナー) 派遣費
短期専門家 (鉱業決定変数ワークショップ, タングステン・セミナー, 鉱業セミナー・地化探セミナー) 派遣費および特別プロジェクト経費
長期専門家 (水理地質および鉱床地質)・アソシエイトエキスパート・短期専門家 (水理地質図ワークショップ) 派遣費
長期専門家 (鉱山工学) 派遣費
長期専門家 (工業原料鉱物兼ウラン) 派遣費

内　　訳
所長, 鉱床地質, 工業原料鉱物兼ウラン, 水理地質, エディター兼情報システム, 地球化学, 地球物理, 鉱山工学およびアソシエイトエキスパート
事務主任, 会計主任, タイピスト兼事務職員(2名), 製図職員および運転手兼事務補助職員

189 による。

一の活発な活動を評価し，エスカップ発展途上国はその存続を充分支持すると判断して，1982年末で所長経費の援助を打切った。しかし，国連開発計画の援助はフェローシップを中心として1984年まで継続され，エスカップ域内国がセンターの管理機構を維持することができれば，人件費を含まない事業費の援助（Programme Support）が続けられることが期待されている。

国連開発計画の所長経費打切りに伴ない，センター設置国または先進国が所長を提供することが期待されたがこのような申し出はなく，エスカップ事務局は，ユネスコを退職してインドネシアに滞在中の Dr. James E. McDIVITT の申し出に応じて，発展途上国による拠出金から国連の規準の約1/4の報酬を支給することで，1983年6月同氏を非常勤のコンサルタントの形で所長に任命した。一方，エスカップ事務局長の諮問機関として，地域鉱物資源開発センターを含む4つの地域センターが直面する問題を扱う特別作業グループを設立し，域内各国に拠出金の増額を要請した。地域鉱物資源開発センターがエスカップの機関として存続し国連の資金を取扱うためには，所長が正規の国連職員であることが必要で，現在の拠出現金額を3倍あるいはそれ以上にしなければならない。

所長経費の打切りにより，先進国の間でも専門家の派遣等の援助を控える傾向がみられ，センターの専門家の数は1982年を頂点として漸減の傾向にある。主要援助国である日本および西独は一応エスカップ事務局のとった緊急措置を了承して援助を継続する意向を表明しているが，特にエスカップの地域センターにくらべて発展途上国の拠出金が少ないことを指摘して，発展途上国が自助努力によってセンターの管理機構を確立することを強く要望している。発展途上国の関係機関はその必要性を十分認識しているが，多くの発展途上国が先進国以上に困難な財政事情に直面しているうえ，地域鉱物資源開発センターに対する国連開発計画の援助が所長経費を負担する形ではじまったため援助額が比較的少なく，また現在現金拠出をしていない発展途上国が多いため，財政当局に拠出金の増額を承認させることが極めて困難であるという事情にある。前述のエスカップ特別作業グループの設立以後，中国だけが拠出金を5,000米ドル／年から10,000米ドル／年へ倍増することを表明した。

V. 地域鉱物資源センターの今後

地域鉱物資源開発センターはその活動がようやく成熟してきた段階で組織財政上の重大な問題に直面し，他の地域プロジェクトに比較してより困難な状況にある。しかし，最初に述べたように，エスカップ地域は鉱物資源の開発のために他の地域にくらべて格段の努力が必要であって，地域内協力が不可欠であり，地域鉱物資源開発センターの活動が中断することなく更に発展することが望ましい。このためには，第一に，より多くの発展途上国が現金拠出に加わり現在の拠出金を増額することが必要であるが，このほかに次のような方策をとることが望ましい。

発展途上国および先進国による協力を確保し拡大するためには国連開発計画による援助の継続が重要であり，今後の援助を確実にするために，エスカップ地域の鉱物資源情報システムおよび施設の強化のための新しいプロジェクトを計画し資金援助を要請する。センターの機能のうちで情報活動は発展途上国および先進国の双方にとって魅力的であるにもかかわらず不十分であったので，今後重点的に強化すべきである。

先進国の財政事情も悪化している折柄，多数の長期専門家の派遣を期待することが困難であるから，先進国の調査研究機関のプロジェクトを考慮に入れて，特定の問題に対する短期専門家の派遣を積極的に要請する。

特別プロジェクトによる活動を継続し促進するため，その1つとして黒鉱型鉱床の探査に関するプロジェクトを取上げ，その模式地が存在するため研究が最も進んでいる日本に援助を要請する。

できるだけ多くの発展途上国がセンターの活動に参加できるように，セミナー／ワークショップの課題として，鉱山開発に関する環境問題，工業原料鉱物のポテンシャルおよび水理地質に関する問題をとりあげる。

以上4項目は1983年10月マニラで開催された第

6回管理理事会で決定された。

このほか，従来実施された諮問サービスや特別プロジェクトに対するフォローアップに留意してその国のニーズにこたえることが必要である。発展途上国がセンターにサービスを要請するプロジェクトは地質的・社会的条件から投資を誘致する魅力に乏しいばかりでなく，二国間援助の可能性も低い場合が多い。しかし，要請した国としては，資源の外国依存を脱却し国内産業を確立振興するため小規模な鉱山開発でも重要である。したがって，鉱物資源の開発と関連産業の振興とを組合わせたプロジェクトを計画し国際機関や先進国による援助の導入をはかること，新しい工業材料の開発により需要のたかまった鉱物資源に関する情報を提供すること，共通した問題をもつ発展途上国間の技術協力を推進することが重要である。すなわち，従来の活動の分析にもとづいて多国間協力の特色を生かした活動を推進することにより，地域鉱物資源開発センターの発展をはかるべきである。

注

1) ソ連，北朝鮮およびフランス領オセアニア諸島を除く，イラン以東および西サモア以西のアジア・オセアニア両州。正式にはエスカップの付託条項の中で国名を挙げて指定される。
   本稿では先進国（日本・オーストラリアおよびニュージーランド）を除く。
2) 日本の理事会メンバーとして工業技術院地質調査所長が指名されている。

引用文献

GOVETT, G. S. J. and GOVETT, M. H. (1976) : Defining and measuring world mineral supplies. in GOVETT and GOVETT (eds.) : *World Mineral Supplies*. Elsevier Publishing Co., 13-36.

HARTOSUKOHARJO, S., MUBROTO, B., CHOW, W. S., SIRISENA, U. W. A., SAKDEJAYONT, K., UDOMRATN, C., SAITO, T. and SANO, S. (1982) : Progress report, October 1982-ESCAP RMRDC Project on rock magnetism and other physical properties of rocks in Malaysia-Thailand tin granite belt. *RMRDC Report*. 165, 96 p.

HEPWORTH, J. V. and ZHANG Yu Hong (eds.) (1982) : *Tungsten Geology*. Jiangxi, China, ESCAP RMRDC. 583 p.

ITO, S. and ANDO, N. (1981) : Cost estimation for the various capacities of geochemical laboratory. *RMRDC Report*. 145, 33 p.

LJUNGGREN, P. H. (1980) : Progress report—Governing Council, Fourth Session, 12-16 November 1981, Bandung, Indonesia. *RMRDC Report*. 144, 42 p.

茂木 睦 (1979)：地学からの資源論．地学雑誌，88, 52-65.

佐野浚一 (1978)：エスカップ地域鉱物資源開発センター．地質ニュース，288, 14-25.

SATO, K. (1983) : Progress report, July 1983—Geological investigation for ESCAP Project on rock magnetism and other physical properties of rocks in Indonesia-Malaysia-Thailand tin granite belt. *RMRDC Report*. 191, 28 p.

(1984年3月12日受理)

九州大学地質学教室及び関係部門の初期の歴史

松　本　達　郎

History of the Department of Geology and Related Sections in Kyushu University

Tatsuro MATSUMOTO

I. 序

東京地学協会の地学史資料蒐集委員会委員長の小林貞一先生から，九州大学地質学教室初期の歴史について執筆するようにご依頼を受けたので，ここに小文を綴り応えたい。

ご依頼を受けた際，まず念頭に浮かんだことは，九大の地質学教室といった場合，当然昭和14年（1939年）学部の新設とともに発足した理学部地質学教室の歴史のことが主題となるけれども，同教室のいわば前身ともいうべき工学部の地質学関係の活動が，はるかに明治44年（1911年）にさかのぼって開始されていること，さらに広く地学関係の教育ならびに研究活動は九州大学では上記２学部の教室だけでなく，いくつかの他部門でも行なわれていることである。それらの活動開始の時期はそれぞれ異なるので，「初期の歴史」といっても同じ古さの年代の事ではない。地学史資料蒐集の目的にかんがみ，同じ古さということにこだわらずに，九州大学内での各分野における地質学ないし広義地球科学関係の初期の歴史を総括的に記しておきたい。

幸に九州大学では，昭和36年（1961年）５月11日に同大学創立50周年記念式典があり，当時の学長山田　穣先生を会長として記念事業会が組織され，この会によって「九州大学五十年史　通史」(702 p.)，「同　学術史　上巻」(841 p.)，「同学術史　下巻」(856 p.) が，昭和42年（1967年）11月15日付（当時の学長は遠城寺宗徳先生）で発行されている。これは編集委員会（委員長　北川敏男先生）の方針として，当時利用できるあらゆる資料をもとに，できるだけ客観的に記述されているので，非常に信頼できる資料ということができる。といっても，とくに学術史となると，ページ制限もあって，執筆者による多少の取捨選択があるのはやむを得ない。たまたま私は当時理学部地質学教室の主任であったため，理学部地質学教室の項目（前掲学術史，下巻，p. 117-143）を教室員の助力を得て執筆し，永年ご勤続の松下久道教授に校閲していただいて，その原稿を提出した経緯がある。また昭和43年（1968年）理学部30周年に当たり，54 p. の簡潔なものながら「九州大学理学部要覧」が理学部（当時の学部長北川敏男先生）から出版され，創立当時だけでなく，中くらいの古さの歴史の要点がわかる。さらに昭和55年（1980年）に九大学報の特別号として「学内めぐり」が出版され，各部局の沿革と比較的最近の組織や活動状況の要点が記述されている。但しこれらの出版物は非売品であり，広く行きわたっているわけではない。

以下の記述も上記の諸資料に負う所が多く，一部はその内容を私の考えで抜粋し，あるいは要点を簡略化したといえる所もある。資料を提供して下さった九大の本部ならびに理学部の事務当局に感謝する。

II. 工学部地質学教室

九州大学（当時九州帝国大学）は明治43年（1910

年）12月21日に福岡に設置された。翌明治44年工科大学（後の工学部）と医科大学（後の医学部）の2分科大学をもつ総合大学として発足したが，後者は明治36年（1903年）以来京都帝国大学の1分科として設置されていた福岡医科大学が前身であり，さらにそれは，幕末（慶応3年）福岡藩に設置された医育機関の賛生館に源があるときく。

さて当初の工学部は7学科19講座から成っていたが，その中の採鉱学第二講座に高　壮吉教授・河村幹雄講師が就任し，鉱物学・地質学の教育・研究が九州大学においてはじめて開始されたのである。

明治45年（1912年）5月応用地質学講座が新設され，採鉱学科は3講座となった。上記講座には河村幹雄助教授が所属し，後（1915年）に高　壮吉教授が採鉱学第2講座から移って担任し，鉱物学・鉱床学を講述した。他方河村助教授は地質学・岩石学を講義した。同助教授の米国留学中は，中島鉄三教授（熊本高工）と加藤武夫教授（明専）が来講した。大正8年（1919年）4月に新たに地質学講座が開設され，地質学教室が九州大学に生まれたといえる。しかし教育上は採鉱学科（大正10年当時5講座）中の3コースの1つを分担しており，独立した地質学科ではなかった。当時の応用地質学担任は山根新次教授（後の地質調査所長），同自在丸新十郎講師（後に助教授）・地質学講座は河村幹雄教授が担当，中村小四郎助教授，そして大正11年から昭和13年まで明治専門学校（後の九州工業大学）の松本唯一教授が兼任で岩石学を担当という陣容であった。昭和14年1月地質調査所の渡辺久吉技師を教授として迎え，同年4月，理学部の開設とともに，工学部の地質学講座は理学部に移され，工学部には応用地質学講座だけが残った。当時その担当は木下亀城教授（同教授は昭和8年に地質調査所から九大に就任），瀧本　清助教授であった。

九州大学における地質学関係の活動の開始は，東北大学におけるのとほぼ相前後し，明治時代末期にあってかなり古い。しかしその性格は，東北大学では理学部内に基礎的な諸分野の講座が設けられ，これらを専攻する卒業生も年々養成されていったのに対し，九州大学では製鉄産炭の地を控えての立地条件により，その創設以来，工学に密接に関連した応用地質学に力が注がれたし，卒業生は採鉱学科で地質学を学んだという範囲が主体であった。

理学部開設前の工学部当時の地質学教室のスタッフの活動には，しかしながら，独特なものがあった。高　壮吉先生が教育・研究のかたわら蒐集された鉱物標本のコレクションはとくに異彩を放っており，現在では到底このようなものを集めることは不可能といえる貴重な学術資料である。その中には赤白珪石（大分県），軟珪石（恒見），クロム鉄鉱（島根県），白雲石（朝鮮・九州）など同教授発見のものが含まれ，当時の製鉄業の発展に寄与した。もともと高教授は八幡製鉄所から九大に迎えられた人である。

河村幹雄先生の教育には独特なものがあったときく。地質学・鉱物学については実習を重んじ，教室での講義では教官と学生とが大きい同じ机をまるく囲んで，いわばゼミ式の雰囲気で行なわれたという。後年麻生家の後援を得て斯道塾を主宰し，工学部に限らず多数の学生の薫育に努めた。先生の薫陶を受けた卒業生の中には後に鉱業界はじめ社会の諸方面で重鎮として活躍された方が多いが，学生当時に受けた先生の教訓は忘れがたいと語られるのを，私もうかがった。先生は東大を銀時計下賜の最優秀成績で卒業，若くして九大に赴任された。その一貫した信念のもとの教育は，じかに接した者でなければ十分理解できないことではあろうけれども，後に出版された「河村幹雄先生遺稿」（同刊行会編，1158 p.，1933年，非売品）によりその片鱗をうかがうことができる。この中には九大における講義案などものっている。それによると，当時農学部（大正8年＝1919年開設）においても地質学の授業があり，同先生がこれに当たっていたことがわかる。ついでに記すと，この農学部での地質学の科目は今もなお存続しているが，専属の教官はなく，工学部又は理学部の地質学教室の教官が赴いて授業に当たっている。

木下亀城教授の業績については，他に記述されているから，ここに詳述するのは省略する。九大赴任のすぐ前に黒鉱の成因論で学位を得られ，九

大在職中は日本中あまねく鉱山を調査し，多数の研究論文と「鉱物学辞典」をはじめ12冊の著書をあらわし，他に多くの随筆をものされた。採鉱学教室で編集した「木下亀城教授還暦記念論文集」(1956年) は当時の出版事情から，主体は別刷集であるが，そのはじめにその時までの同教授の学術業績目録が挙げられている。

松本唯一教授についても他に述べられると思うので省くが，阿蘇火山の研究で有名である。自在丸助教授（昭和14年京城工専教授に栄転）の福岡県篠栗及び志賀島の塩基性ないし超塩基性岩に関する研究，瀧本助教授（昭和23年京都大学工学部教授に栄転）の九州の錫鉱床の研究，中村小四郎助教授（昭和14年貝島炭砿株式会社に転出）の石炭の研究など，九州の素材に関する研究成果が顕著であり，鉱産資源に関係のある業績が多かった傾向も明らかである。山根先生も九大時代には鹿児島県の錫山その他の錫鉱床や，炭田に関係深い北九州新期地殻運動などを研究した。

工学部の応用地質学講座はその後は担任が浅野五郎教授（大陸より帰国後国際キリスト教大学，昭和35年九大に迎える)，山崎達雄助教授（昭和24年杵島炭砿株式会社より迎える；東大鉱物卒)，向山　広教授（昭和33年東大より助教授として迎え，浅野教授死去後教授に昇任)，井沢英二助教授（九大卒）と陣容が移り現在に至っている。

工学部の地質学教室は松林の中の2階建赤練瓦の建物で研究が行なわれて来た。この建物は後に理学部でも借用したが，今では老朽化し使われていない。

III. 理学部地質学教室

九州大学においてその総合大学の実質をととのえるためには，基礎となる理学部を設けるべきであるとの意見は当初からあったが，実際に実現したのは，九大創設後約30年を経過した昭和14年(1939年) である。これは，先に述べたように，同じころ創設された東北大学と著しく異なる。国家全体としてみれば，日露戦争後の急速な国運の進展と経済発展の時期に当たり，工業の少ない静かな仙台に基礎部門に重きを置いた大学を，鉱工業がさかんで大陸に近い九州の福岡に応用方面に重きを置いた大学を，並立して新設し，バランスをとったのであろう。

所で理学部の設置が九大に実現したのも，その背後には，昭和12年以来のいわゆる日中事変の拡大に伴って，生産力の拡充，科学研究・教育の振興が急務とされていた当時の日本の“国策的要請”があったことは否めない。もちろん大学側としては，学問上の立場から，基礎科学を重視せよ，と強調し，具体化へ努力が続けられた。その一環として，工学部の中に，先に述べた地質学講座だけでなく，理科教室と称せられる6講座（数学・物理学・化学の分野）が設置された。これらは理学部の前身ともいうことのできる性格をもっていた。事実理学部の開設に伴いこれら分野の教授の一部は工学部から理学部に移ったことは，地質学の場合と同様であった。

なお九州大学に理学部が設置されるのと時を同じくして，名古屋大学と京城大学に理工学部が設置されたので，物理学・化学方面の人選はなかなか困難であったときく。地質学関係では重複は少なかったのではないかと思う。理学部開設準備委員会には，加藤武夫東大教授と地質調査所山根新次所長が人選に参画し，木下・渡辺両教授は規約・学科課程制定に参画した。

理学部地質学科には現在6講座があるが，当初から6講座あったわけではなく，そこまで至るには実に約4半世紀かかっている。従って初期の歴史といっても，1965年ころのことでも記録しておくべき内容のものがある。

昭和14年から同40年（1939—1965年）は，第二次世界大戦を中にはさんで，日本の社会においても学界においても実に目まぐるしい変化があった。九大の理学部地質学教室はこの激変の中で初期の歴史を踏んだわけで，誠に苦難の多い建設の道であった。その要点を記したいと思うが，30年足らずの期間のことではあるが，これを社会の情勢の変化ともあわせて，数年ごとの4期に分けることができる。

第1期（昭和14年—同20年：1939—1945）

理学部開設の昭和14年には，まず2講座をもって発足した。地質学第一講座は工学部にあった地質学講座を理学部に移したもので，担任は渡辺久

吉教授，東大大学院にいた松本が助教授として赴任した。第一講座の内容は一般地質学で，層序学も含められていた。松本は地史学・古生物学の講義・実験に従事した。第二講座は岩石学で，杉健一教授が担当し，工学部時代にすでに助手として九大に就任していた松下久道助教授が一応そこのポストということであった。松下助教授は地質図学や地質調査法を学生に指導した。工学部時代からの岡本要八郎講師が鉱物学実験を受けもった。鉱床学は木下先生の授業であった。

次いで昭和15年に地質学第三講座（鉱物学），同16年に第四講座（古生物学）が増設された。しかし鉱物学の担任教授がすぐには決まらず，東大から伊藤貞市教授が非常勤講師として来学，講義をして下さった。第四講座は助教授の松本が担当ということとなった。他に佐賀高校（旧制）（後に佐賀大学）の青山信雄教授が，昭和15年から同29年の間兼任講師として自然地理学，後に構造地質学を講述した。また当時とくに必要だった石油地質学の講座に大村一蔵先生や南雲淳二先生が東京から来て下さった。

開設間もない地質学教室に思いがけない不幸が生じた。創設当時からの主任教授であった渡辺先生が昭和15年８月13日樺太の地質調査中病を得て急逝した。杉先生が主任教授をつとめた。他方昭和16年12月８日には宣戦布告で日本は太平洋戦争に入った。

渡辺教授の後任として，昭和16年５月今野円蔵教授を静岡から迎え，空席であった第三講座の担任に昭和17年５月吉村豊文教授を迎えることができた。同16年に講師（後助教授）として種子田定勝・平山　健（後に地質調査所に転任），同19年鳥山隆三助教授（第一講座に）を加え，また同19年12月には松本が第四講座の担当教授となった。このようにして教室のスタッフはかなり充実し，戦時下の悪条件の中であったが教育と研究につとめた。

教室の開設当時いくらかの物品と図書を工学部地質学教室から移管していただいたが，とうてい十分ではなく，まずそれらの設備を整備しなければならなかった。杉・松下がおもに物品を，渡辺・松本がおもに図書を分担した。光学顕微鏡でさえ十分にはなく，研究には当時はドイツ製品のがよいという状態なのにやがてドイツが開戦し，輸入が困難となった。図書も，国内の学術雑誌はかなり寄贈を仰ぐことができたが，海外の定期刊行物のおもなもののバックナンバーを揃えることは容易でなかった。渡辺先生は主任でお忙しいので，私がほとんど１人で努めた。必要なもののリストを作り，教室の会議に諒解を求め，書籍を扱う２，３の輸入業者と交渉し，発注・着荷・受入・整理（これらには九大の中央図書館事務当事者との折衝が必要）など一生懸命やったことを記憶している。何しろ戦時下で注文したものがいつ入荷するか予測できず，ドイツの Palaeontographica などのように，折角バックナンバーの売物を見出して発注したのについに着荷しないという場合もあった。従って年度ごとに予算との帳尻を合わせて几帳面に購入するということは不可能だった。渡辺先生も今野先生もこの点について私にやかましくおっしゃることがなく，学部長から予算枠超過を叱られても私を叱らずに委せて下さったことを後に知って恐縮した次第である。しかしやがて戦況拡大悪化し，輸入による購入不可能となり，予算の枠があるのに買う物のない時期が来て，業者に借金して仮に入れていた図書の費用も支払を完了するという，笑えぬ裏話となるのである。

理学部設置といっても建物はなく，当初は工学部の例の赤煉瓦の建物などに入れていただき，やがて仮建築のバラックが理学部用にいくつかできた。いずれも学園の北側の松林の中で，小鳥が来たり，キツツキが樹をたたいたりしている環境で，静粛であった。

研究・教育用の標本も不足していた。鉱物については，さきに述べた高　壮吉コレクションを理学部に寄贈（一部購入）・移管していただく交渉を杉先生が苦心してなさっていたが，遂には実現した。その内容については，ずっと後に白水・桃井（1971）による記述が，九大理研報（地質，11，1，松下久道教授退官記念号，147-208）に出版されている。また岡本要八郎先生のコレクションも貴重な資料で，「福岡県産鉱物誌」（1944，208 p.，日本鉱物趣味の会），「長崎県産鉱物誌」（1958，164 p.，岡本要八郎先生記念事業会）も出版され，

それぞれセットになって教室の標本室に収められている。これらは後に寄贈された吉村豊文先生のマンガン鉱物関係のコレクションとともに，教室のもつ貴重な学術資料となっている。

化石の標本は，授業用に Kranz の外国標本1組が工学部から移管されただけで，いくらかを小林先生のご厚意で私が赴任のときいただいたが，他は時日をかけて巡検や研究旅行の機会ごとに加えていくという次第であった。現世の貝類標本のセットを木下先生から寄贈していただいたのはありがたかった。

九大の地質学教室の初期のスタッフの構成には特色があったと思う。地質学用語でいうと polygenetic conglomerate のよさである。老壮若いろいろの年輩の者の集まりであり，出身も東大，京大というだけでなく，北大でのかなり長い経験を持つ人，九大工学部時代のことも知っている人，地質調査所での経験を持つ人などいろいろである。学生もこのことを感じとっていたようであった。礫岩の礫だから各人は異なる経歴をもち当然考え方も異なるが，教室の運営には互いに信頼し合い，和を保つことが尊重された。これは渡辺・杉両先生のお人柄から来る指導でもあった。

さて創設期の九大地質学教室は悪条件下でありながら研究意欲はさかんであった。研究活動の特色の1つは大陸に素材を求めたものが目立つことである。前述の山根先生が中国北部の地質について独特の研究をしたのに引き続いて，渡辺先生は中国の地質について何回かに分けて本誌に論説を出している。また昭和14年8－9月に松下助教授を伴って大陸の炭田調査に赴かれた。杉先生も同年当時の満州に出張され，そのとき得られた資料が先生の花崗岩・玄武岩の成因論に役立っている。先生は九州北部及び山陰の玄武岩類をもこの問題究明の資料として活用された。今野先生はかねてからの北朝鮮平壌炭田の地質と植物化石の研究を続けるとともに，これと関連のある山口県三畳系の地質と植物化石を学生とともに研究し，さらに満州及び中国の蒙彊（鳥山助教授を伴う）にも出張して，炭田調査とともに植物化石の莫大な資料を採集した。条件が悪化し後者の主要部が研究室に安着しなかったのは残念であったが，その研究意欲の旺盛さは敬服すべきである。同じ年（昭和19年）の冬には，九州と大陸を結ぶ鉄道工事のための基礎調査ということで，鉄道省の委嘱を受け，先生を団長に，南　平七助手・松本及び高学年学生4人から成る調査隊を組織し，対馬全島の地質調査を実施し，さらに同じ目的の下に関門地区及びその隣接地の地質調査も進めた。これらの地域の大部分は当時要塞地帯であり，地形図は市販されておらず，特別の許可なくしては歩けない所であったので，私共にとって，よい勉強になった。このほか昭和18年春には松下久道助教授がインドネシア（当時の東印度諸島）の石炭資源調査に出られた。

これらの調査報告は各関係当局には提出されたが，学術論文は必ずしも出ていない。計画の途中での中止，標本や資料の消失，出版事情の悪化などいろいろ理由がある。例えば対馬の調査資料は地図も含め，終戦時に学長から焼却命令が出て総括的のを除き，馬鹿正直に焼いてしまったのは残念である。

上記のような教室初期の対外活動や組織的なグループ調査の意欲は戦後も再現し，小林貞一東大名誉教授主導のタイ国及び隣接地域の「東南アジア古生物研究」に発揮され，鳥山教授が中心となって，その事務局を九大の地質学教室に置き，1962－1983年の長期にわたり実施したのは周知のとおりである。

上記のほかに渡辺先生は火山砕屑岩類の総合研究を企画されたが，先生の死去により中止となった。理学部からの学術出版物としては欧文の紀要（Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University）と邦文の「理学部研究報告」を出すこととなり，杉先生が初期の紀要委員であった。松本は東大大学院当時からの日本の白亜系層序の基礎的研究を続け，1941－42年これをまとめて九大紀要に出版した。また杉教授の所に内地留学した牛来正夫氏（1944）の阿武隈の深成岩類の研究成果も紀要に出た。同年岡本先生の「福岡県鉱物誌」が出版された。

やがて戦況が切迫するにつれ，学年短縮や学徒勤労奉仕やらで，正常な授業は実施できなくなった。勤労奉仕の行き先は八幡製鉄所であったが，

私は責任教官として同行し，会社の労務課長と交渉して，いくらかでも地質学・鉱物学の関係する仕事に従事できるように骨折った。一部は地質調査所から委嘱された内地油田の地質調査に加わるようにとりはからい，新潟（一部長野）県の富倉，角田，弥彦地区に班を設け２カ年いく人かの学生と寝食をともにして調査した。講義があまりない代りに野外でじかに勉強したわけである。私はこの野外調査からの帰途，京都駅で終戦のラジオをきいた。油田調査の成果は学術論文としては出していないが，私共にとってはよい勉強となった。他方鳥山・種子田両助教授は海軍の兵役に出た。

教室では戦時中の疎開の計画が講座ごとにいくらかあったが，結局は大規模な疎開をすることなく終った。昭和20年６月19・20日の福岡空襲の災禍が箱崎地区にまで及ばなかったのは不幸中の幸であった。

第２期（昭和20年～同26年：1945―1951）

大戦の終結（敗戦）より講和条約調印までの期間である。教育制度が改革され，昭和24年には国立新制大学が発足した。学界においては民主化運動がさかんになった。しかしインフレや衣食住の不足の悪条件下で，研究・教育費も乏しかった。

教室ではさらに不幸が重なった。戦時中も健康の勝れなかった杉先生が昭和23年７月６日死去した。東北大学の長尾　巧教授が病没し，その後任に今野先生が転出した。残った教授は吉村先生と私だけで，教室の再建に苦闘した。幸に昭和24年５月冨田　達教授（元北京大学教授理学部長）を第二講座に，同年８月立岩　巌教授（元朝鮮総督府地質調査所長）を第一講座に迎えることができた。さらに同年１月地質学第五講座（石炭地質学）の増設が実現し，松下久道教授が担当するようになった。戦後経済建て直しの基礎として石炭増産が要望され，九大の立地条件からも，かねてからの研究実績からも，この講座を九大に設けるべき客観的条件は十分あったが，具体化には実業界・政界の支援が必要だった。私は戦後は若い者がやれと当時教室主任を命ぜられ，この不慣れの仕事に精力を集中した。幸に近くで大先輩の野田勢次郎先生がお力添え下さり，当時の松浦新之助学部長もよく理解してお骨折り下さり，実現に至ったのである。日本石炭鉱業会九州事務局からの寄付があったためか，講座増設に伴う地質学科の学生定員増がなかった。

戦後の混乱期であるので，この時期の研究成果はどの教室でも少ないと思う。その中で九大ではいち早く紀要・研究報告の出版を心がけた。これには杉先生のお骨折りがあった。種子田助教授（1947）がかねてからの角閃石安山岩を中心とする本邦火山岩の岩石学的研究を紀要に出し，松本・小野　暎（1947）が豊浦層群の化石層序学的研究を研報に出した。松下先生（1949）の九州北部炭田の地質（研報）は昭和25年度の西日本文化賞を受けた。松本・勘米良（1949）の西南日本外帯構造発達史の新知見（紀要）（後の“黒瀬川岩体”の概念の提唱）や若手では長谷　晃（1950）の山口県三畳系の層序学的研究（研報）もこの時期の成果である。

1950年９月から１年間，鳥山助教授は米国に留学し，ウイスコンシン大学 THOMPSON 教授の下でフズリナ類化石の研究を実施した。日本はまだ被占領下にあったから，いろいろ不便があったのに率先して在外研究を計画・実行された学究心に敬服する。

第３期（昭和26年～同30年：1951～1955）

朝鮮戦争後，日本が漸次復興に入った時期である。文教費はまだ多くないが，教室としては次期の発展につながる準備と胎動の時期なので第３期とした。

新しい大学制度に対応する学科課程がととのえられ，教養課程をすませた進学者を教えるようになった。昭和29年に旧制最後及び新制最初の卒業生を送り出した。

昭和27年６月東大に懇請されて立岩教授が転出（２年程九大兼務），同29年２月鳥山助教授が教授に昇任した。同30年３月講座の入れ替えが認められ，鳥山教授は第四講座（古生物学），松本は第一講座（層序学）担任となり，勘米良亀齢助教授は層序，首藤次男助教授は古生物，他に高橋良平助教授（石炭），白水晴雄助教授（鉱物）がおり，教室の卒業生が中堅スタッフの主要部を占めるようになった。助手の新任・移動もあり，若

手研究者の大多数が教室の出身者であった。

先述の鳥山助教授の留学に続いて，1953年8月から1年間松本が英国文化振興会からの費用で英国に留学した。これはまだ第四講座にいた時期で，主として大英博物館（自然史部門）でアンモナイトの研究に専念した。

この時期には教室の研究成果もかなり出るようになった。ここでは詳細は省略するが，例えば，吉村先生が「日本のマンガン鉱床」（1951，568 p.，マンガン研究会）を大成し，鳥山教授も多年の研究に基づき秋吉石灰岩の層序（1954，紀要）をまとめた。また冨田先生は岩漿進化の諸型式（1951，研報），花崗岩類のジルコンの色彩（1954 紀要）についての独創的論文を出した。松下先生は「九州北部炭田の地質構造」（1951，研報），松本は「北九州西中国の基盤地質構造概説」（1951，研報），立岩先生は「朝鮮方向の構造」（1952，地質雑）について論述した。また松本が主宰して組織した白亜系研究グループによる「日本列島の白亜系」（英文，1954）が文部省の研究成果刊行助成金の補助を得て日本学術振興会から出版された。

この時期には教室の卒業生の論文もいくつか出ているが，その中で，「勘米良（1952）：熊本県氷川流域における上部石炭系および下部二畳系」，「唐木田芳文（1954）：北九州白亜紀の花崗閃緑岩・花崗岩接触部におけるジルコン帯の存在について」にそれぞれ翌年の日本地質学会で奨励金が授与された。昭和27(1952)年に日本地質学会の総会・年会が大分市・別府市で開催され，理・工・教養の地質関係総員でその準備と実施に当たった。

第4期（昭和31年～同36年：1956～1961）

日本の社会的・経済的情勢が好転し，昭和35年には池田内閣が高度経済成長・所得倍増計画を唱え，具体的実施が始まった。文教予算も漸増し，経常費に加え大学院設備更新充実費，機関研究費，特別設備費，科学研究費などの交付を受けて，教室の教育研究の設備も漸次ととのって来た。長い間貸家住まい・バラック住まいの地質学教室にも理学部本建築の建物（現在の理学部一号館）に入る番が廻ってきた（昭和35年）。そのための設計などは教室員一同で取り組んだが，まとめと本部の建築課との連絡には当時教室主任だった松本が当たった。私はちょうど米国の海外研究から帰ったばかりで，その研究成果をまとめることと主任の用務とが重なり，誠に充実した毎日だった。面積はまだ十分でなく，学生は木造バラックにとどまらなければならず，理学部に移管された高標本も他の部局の建物内に置かれており，まだ完全な移転ではなかった。

この時期に長いこと不完全講座で助手の定員が1人（2人おくとしても他の定員枠から借用の形）だった第一講座がやっと完全になり，教室の各講座とも教授（1）・助教授（1）・助手（2）の定員が充足された。昭和33年に長らく勤めて下さった岡本先生が勇退し，同35年に死去した。

教室の研究活動はさかんになり，苦難の多かった教室の初期の歴史の中での最盛期ということができよう。開設以来悪条件が長く続いた後に開花した点が他の大学の地質学教室の歴史と異なるといえるであろう。私は1956年メキシコにおける万国地質学会に出席させていただき，さらに1957年2月から1958年3月まで米国での海外研究の機会を与えていただいた。スタンフォード大学のSCHENCK 先生などのお力添えで，全額支給のフルブライト奨学金によるものであった。その期限後はカリフォルニア大学（バークレー）の客員として在米を延長できるようにとりはからっていただいた。これと前後してA．フンボルト財団の資金により高橋良平助教授（1956年12月～1958年5月 Krefeld 地調），高橋　清助手（1958年8月～1959年10月，ケルン大学）の西独留学，英国文化振興会の奨学金による勘米良助教授（1958年7月～1960年1月，グラスゴー大学）の英国留学が相継いで実現し，他方米国から M. L. THOMPSON 博士がフルブライト交換教授として来学（1960年7月～12月）し，鳥山教授とフズリナ類について共同研究をした。短時日の来訪者としては R. E. GRIM 教授（イリノイ大学粘土鉱物学）（1957年3月）と M. G. CURTIS 教授（カリフォルニア大学地質年代学）（1958年5月）が記録にある。一般に先輩格の他大学の地質学・鉱物学教室では，開設と相前後して文部省の費用で在外研究が

行なわれているのに対し，九大ではさきの鳥山教授や私の英国の場合も含め，開設直後開戦となり，10年以上20年近くたった戦後に若い研究者の意欲で競争のはげしい試験を受けて外国の資金を得て実現していることが大きなちがいである。また教室では戦後一般に米国行の多い中で西欧諸国が多いのも特色である。後の首藤助教授の出張先もデンマークとオランダである。

この時期には国内の学界でも，国際的な組織や活動に対応する必要と，学問の専門化に呼応して，日本地質学会から発展・分化して，日本鉱物学会（1956年），日本古生物学会（1935年以来部会として発足，1957年独立），日本鉱山地質学会（1958年），粘土研究会（1958年）などが独立・発足した。

上記のような条件下で，この時期の教室の研究活動はきわめて旺盛であった。従ってそのときの業績をすべて紹介するのには紙面が足りないが，いくつかのものを例示しよう（研究者の敬称略；題名も簡単化；掲載誌の巻号ページ省略）：

冨田　達(1958)：玄武岩の３主要系列（研報）.
冨田・唐木田・桃井(1957)：北九州白亜紀花崗岩類の進化とジルコン（研報）.
吉村豊文ほか（継続的）：マンガン鉱物その他の鉱物学的研究（鉱物雑，鉱山地質，研報，紀要等）.
岡本要八郎（1958）：長崎県鉱物誌.
松本達郎（1959-60）：カリフォルニア上部白亜系産アンモナイト，1-3（紀要）.
鳥山隆三（1958）：秋吉産フズリナ類（紀要）.
首藤次男（1956-61）：宮崎層群の古生物学的研究，1-9（紀要，輯報*，古生物誌**）.
勘米良亀齢（1954-58）：熊本県矢山岳石灰岩のフズリナ類，1-3（輯報，紀要）.
高橋良平（1958-59）：九州炭の石炭化作用（紀要）.
山口　勝（1958）：小豆島皇踏山溶岩の岩石学的研究（紀要）.
白水晴雄（1958-on）：緑泥石の研究（鉱物雑，紀要，その他）.
高橋　清（1961）：西日本古第三系及び中新統産の花粉・胞子（紀要）.
柳田寿一(1961)：秋吉石灰岩産石炭紀腕足類（紀要）.
小原浄之介（1961）：北部九州炭田古第三系の重鉱物組成（紀要）.
藤井浩二（1958）：北海道白亜紀砂岩の岩石学的研究（紀要）.

これらの研究成果中学界や社会の目にとまって賞の対象となるものが，前の時期に引き続いてあった。すなわち鳥山先生の西日本文化賞（昭和34年），首藤助教授の日本古生物学会奨励賞（昭和36年），藤井助手の日本地質学会奨励賞（昭和32年），松本の朝日文化賞（昭和35年）および日本学士院賞である。

その後（昭和36年：1961年以降）

昭和36年以後は一般的には「初期の歴史」の後として扱うべきであるが，地質学教室としてはなお初期に達成しておく予定だったものが，この時期中に実現発足したという点があるので，つけ加えておく。

創設期には，当時までの経歴もあって，鉱床学の講義・実験を工学部の応用地質学担当の先生にお願いしていた。しかし専攻の学生を教育するにはこれでは不十分であり，さらに時代の進展とともに，応用地質学の内容が地下資源開発に関係の深い鉱床地質学よりは建設開発関係の土木地質学に重きをおく方向に変ってきた。吉村先生が広い学識経験者であることも一因で，教室では第三講座が鉱物学と鉱床学の両方の教育・研究に当たっていた。これは過重なので第六講座（鉱床学）を概算要求に出す努力は重ねてきたが，なかなか実現しなかった。ようやく昭和40年（1965年）吉村豊文先生の理学部長時代に，しかも内容を「非金属鉱床地質学」と銘打つことにより，第六講座が設立されたのである。

この講座の担当は初めは吉村先生の兼任，後に白水教授となり，さらに吉村先生の停年***退官後は白水教授が第三講座に戻り，第六講座担当教授には東大から片山信夫先生を迎えた。片山先生の九大停年退官後には広渡文利助教授（昭和41年地質調査所から九大に就任）がその後任の教授となった。

* 輯報　Japan Jour Geol. & Geogr　の略称
** 古生物誌：Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan　の略称
*** 九大では満63歳で，国家公務員の定年制と異なるため，停年と記すことになっている

やがて理学部の他学科では初期時代を完了して，次期の拡充改組の時期に入っており，講座数は物理11，化学13，生物10，数学９と逐次増していった。地質学科でも学問の分化発展に伴う必要からもその案が練られたが，遂に実現に至らなかった。他方「基礎情報学」の研究施設も加わった。これら理学部の講座増に伴い，建物も３号館までたち，地質学教室は押し出され移転が行なわれた。生物のはいった新しい３号館に層序・古生物の２講座が移り，３号館内に化石・堆積岩関係の標本保管室を設けた。1・2・3 号館は渡り廊下で連結しているが，岩石・鉱物・鉱床学や講義室・物品室のある１号館の東半とはやや離れてしまった。足の丈夫な地質学の連中だからよかろうと冗談をいって気にしないことにした。

さて教室の初期の世代の教授は，渡辺・杉・今野・立岩諸先生の死去あるいは転出に加え，冨田先生が昭和39年停年退官し，同43年種子田助教授が岩石学担当教授となった。このほかの初期の世代の先生方の退官を記録しておくと，吉村先生（昭和44年），松下先生（46年），片山先生（48年），鳥山先生（48年10月，停年でなく福岡大学に転出），松本（52年），種子田先生（55年）と続き，漸次新しい世代のスタッフに入れ替っていった。なおこれら退官諸教授のそれまでの業績は，九州大学理学部研究報告，地質の次記巻号にのっている：吉村教授（研報 **9**，1，1969）；松下教授（同 **11**，1，1971）；片山教授（同**11**，2，1973）；鳥山教授（同**12**，1，1974）；松本（同**12**，2，1977）；種子田教授（同**13**，2，1980）．

IV．理学部内の関係講座と施設

理学部において地質学教室のほかに，地学ないし地球科学に関係のある講座や施設があるので，その初期の歴史をここに略述する。

他講座　伝統的な地質学の概念をこえた地球理学（現在の用語での地球科学に相当）教室を作るべきだという構想は，九大理学部の中でもかなり古く（地質では杉先生がご健在のころ）からあったが，実現に至らなかった。開設後間もないころ，物理学科の第六講座は「地球物理学および気象学」が内容であって，伊藤徳之助教授と吉村良一助教授は小型ウィーヘルト地震計による観測を始めていたが，その後の悪条件で中止になった。伊藤教授は海流に関する研究にも手をつけられていた。吉山助教授の転出後（昭和31年）着任した下鶴大輔助教授は，当時九州に続発した天災一桜島の噴火，諫早の大水害，阿蘇の噴火一にも関連し伸縮計・地震計を設置して観測をした。

伊藤教授の停年退官後沢田龍吉教授が就任してからは，この講座では地球大気物理学に力が注がれ，その後２講座に分化拡充して，超高層と中間層の大気について研究している。さらに最近（昭和57年）地震学講座が増設され，大塚道男教授が着任して地震および地殻物理の基礎的研究が行なわれている。

他方化学教室においても開設以来地球化学的な研究がさかんである。すなわち化学第一講座（無機化学）においては，松浦新之助教授が温泉の化学成分や放射能について実地を調査しながら熱心に研究した。また国分信英助手とともに，特殊元素の自然界における分布を丹念に調査研究し，とくにフッ素について力を注いだ，岩崎岩次助教授（後に第五講座分析化学の教授）はおもに温泉と岩石を研究し，とくに西日本の温泉を素材として，温泉水中における天然放射性元素の分布を究明し，また石森助教授とともに火山岩中のバナジウム，クロム，モリブデン，放射性成分などの含有量を測定した。斎藤信房助教授（はじめ第五後に第一講座）は朝鮮福辰山アルカリ岩体について広範な地球化学的研究成果を出した。岩崎・斎藤両先生とも，着任後数年にして東京に転出されたのは，九大としては残念であった。他方大陸から昭和28年着任された吉村　恂教授（第五講座担任）は，地球化学的方面としては海岸砂中に含まれるモナズ石，ジルコンなどの希元素鉱物や有明海海底の堆積物のラジウム含有量，スカンジウムの鉱物その他の懸濁物による吸着および共沈現象について研究した。後に同教授が理学部長のとき，機関研究の代表者となって，地質学教室内に質量分析計を設置することにお力添え下さったことは忘れられない。九大化学科の卒業生で昭和33年東京から着任した樽谷俊和助教授（後に第一講座担当の教授）はおもにケイ酸塩を中心に分析化学～

地球化学の分野で研究しているが，頁岩や炭酸塩岩などの堆積岩及びこれに関連した分野の地球化学的研究成果は私たちにも興味深い。昨年若くして急逝された香川大学の稲積章生助教授の日本の中・古生界頁岩の研究も同氏九大在学当時以来の樺谷教授の指導による。

このほか生物学教室の生態学や細胞遺伝学講座の研究も古生物学と関係がある。

天草臨海実験所　これは昭和３年（1928年）発足し，九大本部の管理下にあった。その当時棘皮動物の研究で有名な農学部の大島　廣教授が暖流の影響が強く生物相の豊富な天草地方に臨海実験所を設立することに尽力し，地元からの土地の寄贈の申し出もあって，熊本県天草郡苓北町富岡に設立されるに至ったのである。天草下島の北西端の小半島の基部である。昭和28年（1953年）に理学部附属となり，生物学科の学生実習も定期的に行なわれるようになった。建物は何度か増改築され，調査艇も作りかえられ，現在「あまくさ丸」（15.5トン）と小型漁船の「はやさき丸」がある。常駐職員にも改変があったが，現在は教授１，助手１，教務職員１，事務官１，技官３から成る。理学部になってから，水産学の塚原　博助教授・塩川　司助手から始まり，軟体動物分類学の波部忠重先生，魚類学の冨山一郎先生（東大停年後），そして海洋生態学の菊池泰二教授と移っている。これらの先生を中心とする研究内容は古生物学・海洋地質学・堆積学とも関係が深い。実験所に設置の図書の中にも私たちに参考になるものがある。それだけでなく，施設を利用して堆積学的研究をしたこともあり，又学生宿舎に泊まって，実験所を根拠に附近の地質の実習を頻繁に行ない，さらに深い研究も実施された。1968年来日し，九大訪問教授として研究したチュービンゲン大学のSEILACHER 先生も短時日ながらこの実験所を利用した。

島原火山観測所　この観測所が理学部附属の研究施設として正式に設置認可されたのは昭和46年（1971年）であるが，その約10年前の昭和35年には，理学部有志による「雲仙地球物理観測所」の構想があり，昭和37年には当時温泉の地学的調査・研究に力を注いでいた松下久道教授のご尽力により，長崎県および島原市の好意で島原市眉山東麓に観測棟が無償で貸与され，島原火山温泉研究所（一時的名称）で，事実上研究を開始したものである。市と県から土地・建物を有償で譲り受け，昭和46年正式設置後，研究棟の新築，観測機器類の整備，千々石と小浜に観測点の増設などをへて，10年後の昭和56年（1981年）にやっと本館が新営された。学生実習室や宿泊室もある。小規模な研究施設ではあるが，発端から約20年が初期の歴史ということになる。現在の常駐研究スタッフは助教授１，助手１で，所長は理学部の関係教授が交替で選出され，松下・片山先生はその比較的初期の所長として発展の基礎を築かれた。最初から不便を忍んで苦闘されてきた太田一也助教授の功績は銘記すべきである。近く島原地震火山研究所と改称してさらに設備も整備されることになっている。

この施設における特色は地質学，地球物理学，地球化学の分野にわたり総合的に地震・火山活動ならびにこれに伴う地学的諸現象を研究していることである。成果は「島原火山温泉研究所報告」（後に改称）として，第１号，1965年以来理学部から出版されている。

図書室について　国内の多くの地質学教室では，教室ごとに図書室がある。北海道大学では理学部図書室となっている。九大の理学部でも，開設当初は工学部からの移管や共同利用の理由で，先述の赤煉瓦の建物の中にあった。昭和35年理学部本館に移転するに伴い，理学部に総合図書室を設け，特別のものを除き，図書はそこに収められ，図書に関する事務と紀要・研報の発送・交換もそこで行なわれるようになった。さらに昭和48年九州大学の中央図書館の新館完成に伴い，この理学部総合図書室は一括して新図書館内に移った。これは幸に理学部本館に近接しており，農学部の建物がさらにその北東に並んでいる。新図書館内には農学部の総合図書室も移った。その後教室間や学部間の重複雑誌の整理にも努力し，増額する雑誌購入費の節約に資するとともに図書の全学的共同利用に積極的に協力している。このような改革には長所もあるが，デメリットと感ぜられる面もあり，図書委員会で調整してきた。この委員会で

は鳥山先生がその調整と新制度の推進にとくに努力し，先生の転出後は私もこれに携わった。文献を利用することの多い地質学の場合でもこの新制度はよい面の方が多かったと思う。今後学際的研究が重視され，情報化時代が進展することを考えると，この改革は先見の明があったと言うことができるであろう。また，中央に移ることにより，今まで図書室に分担提供していた面積に相当する室が研究室用に使えるようになった。このことは標本室についても言えるが，図書館に続いて建設される予定だった総合資料館の計画が九大ではまだ実現していないのは残念である。

V. 教養部地学教室およびその他の学内施設

教養部地学教室　昭和24年（1949年）5月31日付の国立大学設置法に基づき，九大にも教養課程が開設され，箱崎のキャンパスではなく，福岡市六本松にある旧福岡高等学校が九州大学第一分校として包括され，第二分校は久留米市小森野の久留米工業専門学校に併設，第三分校は久留米市国分町旧陸軍第48連隊の兵舎を改造して発足した。やがて第三分校は廃止され，昭和30年秋には第一・第二分校は統合され，九州大学分校として教養課程の授業が行なわれ，学内措置として教養部とよんでいる。

上記の経緯から，教養部地学の初期の教授は，旧福岡高校創立以来勤務の山崎光夫先生と大陸から帰られていた野田光雄先生（東北大学出身）であった。学生増に伴い25年に久留米から林田志賀雄と九大卒業の浦田英夫が講師として加わった。戦後間もなくて建設には苦労が多かった。建物も山崎先生のご尽力で木造であるが地学だけのものができた。本建築の新しい建物（4号館）に移ったのはずっと後（昭和53年）である。

山崎先生は第四紀の地史・地形に興味を持たれ，とくに考古学的資料も関係する福岡周辺や九州北部における海岸線の移動についての研究成果がある。昭和34年に停年で退官された。野田先生は大陸時代の資料に基づき，満洲の石炭系・二畳系の研究をまとめ，さらに四国・九州のシルル系とそれに伴う古期岩や九州北部の炭田の地質などの研究を進めた。昭和47年に定年退官し，その際の退官記念号（教養地学研報17号，1972）に業績目録があがっている。林田先生（後に教授）は岩鉱関係で，とくに九州の硫黄鉱床についての研究業績が代表作である。

教室では「九州大学教養部地学研究報告」を，第1号（1955年）以降継続して出版しており，おもな成果はこれを見るとわかる。

六本松と箱崎はかなり離れており，教養部と理学部の教室間の交流には不便がある。教官枠の不足や，後に実施された科目の相互乗り入れもあって，授業の面でもお互いに助け合ってきた。とくに理学部に担当者のいない「自然地理学」については浦田教授にご足労をかけることが多かった。教養地学の新しい世代の教官はほとんど全部九大地質学教室の卒業生で，研究上の連絡はその後も続いている。

生産科学研究所　この研究所は昭和24年（1949年）に設置され，工学の基礎および応用に関する科学的ならびに技術的諸問題を究明し，その成果を活用して産業経済の発展に寄与することを目的としている。いくつかの部門があるが，その中に「採炭および選炭」があり，昭和35年に「炭田地質部門」と改正された。ここには工学部から移った山崎達雄助教授（後に教授）が就任し，九州北西部炭田の層序・地質構造およびこれらを貫く火成岩類などの研究成果がある。その後地熱鉱床学部門ができ，山崎教授と林　正雄助教授がこれに移った。

他方昭和41年（1966年）に大分県玖珠郡九重町湯坪に九州電力株式会社の寄付により九重地熱資源開発実験所が誕生し，ここを拠点に九大グループにより九重地熱帯の地質・地球物理・地球化学，3分野の手法による総合研究が開始された。その成果は国際学会にも発表された。この実験所が成長して，昭和57年（1982年）に共同利用研究施設として地熱開発センターが生産研の附属として発足した。これは福岡市南郊の春日市の九大筑紫キャンパスにあり，九重分室はその前進基地である。センターは教授1，助教授1，助手1の定員で，大学院レベルの教育にも当たり，また内外からの来訪者との共同研究も行なわれるので，今

後のいっそうの活動が期待される。

国際地熱エネルギー研修コース　ユネスコから資金を仰ぎ昭和45年（1970年）以来九州大学で実施されている*。毎年9月から3カ月海外から研修生10数人を受け入れ，地熱に関する諸分野の講義・実習・見学旅行などを行っている。おもに採鉱学（後に資源工学と改称）教室の物理探鉱専攻の教授野口　高～小野寺清兵衛先生がその中心となって下さり，地質学や地球化学関係のスタッフも担当講師陣の重要なメンバーとして協力している。上記の地熱開発センターも重要な役割をもつ。

その他　「農学部附属水産実験所」（昭和19年創設）が福岡近郊の津屋崎町にあり，古生物学や堆積学研究者により利用された。最近（昭和54年）設立された学内共同利用施設の「石炭研究資料センター」にも地質学が深い関係をもち活用されている。また文学部史学科の考古学専攻者による研究への地学からの協力（例　大分県東国東郡国東町安国寺の弥生文化期の集落遺跡の調査，福岡県玄海灘の沖ノ島の遺跡調査など）が具体的に実施され，その成果は出版物に印刷されている。その他学内他部局からの教育・研究上の依頼には，地質学・地学の立場からの協力をその都度応じて実施してきた。

（1984年3月23日受理）

* この研修コースについては本誌92巻4号（1983）の諏訪　彰編にも数的資料を添えた記事がある

地学雑誌 93-4 (1984)

日本地学史資料調査委員会報告

小林貞一（委員長）　石山　洋　今井　功
岡山俊雄　木村敏雄　黒田和男　坂倉勝彦
諏訪　彰　土井正民　湊　秀雄　渡辺武男

Final Report of Committee for History of Japanese Earth Sciences, Tokyo Geographical Society

Teiichi KOBAYASHI, Hiroshi ISHIYAMA,
Isao IMAI, Toshio OKAYAMA,
Toshio KIMURA, Kazuo KURODA,
Katsuhiko SAKAKURA, Akira SUWA,
Masatami DOI, Hideo MINATO and
Takeo WATANABE

わが国地学の今日の隆盛を築いた基礎を尋ねるのに役立つ資料の発見と，その後世への継承をはかる目的を持って，本委員会は1972年（昭和47年）5月設置された[1]。以来，13年の歳月を経過し，漸くその任務の主要部について，一応の成果を収めたので，ここに解散することとなった。

この間に委員会の会合を催おすこと38回，その度に委員会の活動状況は『地学雑誌』を通じて通報してきた[2]。就中，1981年には，本委員会の「10年の歩み」をまとめて報告した[3]。そこで，この度は主として，それ以後の活動に重点を置き，併せて本委員会の発足以来の寄与した成果を中心に説明することとする。

I. 地学関係諸機関所蔵地学史資料調査

1972年秋，全国の大学地学教室および地学関係研究調査機関に調査票を送り，その回答を求める郵送アンケート方式で，各機関所蔵地学史資料の調査を実施した[4]。期待したほどの成果を得られなかったが，かくれた先学の蔵書や遺品の所在が判明した例もあり，今後の研究に資するデータを集積した。

II. 日本地学史文献集等の編さん

地学史文献というとき，二種類の文献が考えられる。一つは，歴史的意義を持つ，その時代の地学文献であり，古典的価値から集めるものである。今一つは，地学史の研究文献である。本委員会は，その両者について調査し，それぞれ文献集を編さんし，『地学雑誌』に発表してきた。

前者については，

明治前日本地学文献集（567編収録）[5]

および，主として欧米人による日本の地学調査報告を収載した

日本地学欧文文献集―明治45年／大正元年―（766編収録）[6]

がある。このうち，後者について附言するならば，最も広汎な国際的地学文献目録といわれている W. A. S. SARJEANT 編(1980)：*Geologists and*

1) 日本地学史資料調査委員会設立については，『地学雑誌』，**81**(3)，191，1972に昭和47年度評議員会，総会記事に記載されている。
2) 『地学雑誌』，**81**(6)，406に第1回委員会報告があり，以後毎回「協会記事」欄に発表。
3) 小林貞一・今井　功・石山　洋（1981）：日本地学史資料調査委員会―10年のあゆみ―．地学雑誌，**90**(4)，283-284。
4) 地学雑誌，**82**(2)，111-112，1973。
5) 地学雑誌，**88**(5)，338-352，1979。
6) 地学雑誌，**87**(5)，276-305，1978。

the History of Geology: An International Bibliography from the Origins to 1978 の中の日本関係文献と比較してみると，本委員会編さん文献集の挙げる H. S. LYMAN, J. MILNE, E. NAUMAN を始め，明治初頭に来日し，近代地学の移植に尽力した人びとの業績や小川琢治，山崎直方両先生を始めとして，先学の国際会議提出論文等は顧みられておらず，むしろそれほど重要かどうか議論の余地がある第二次大戦後に駐留した米国軍関係者の調査報告などが収められていて，やはり日本の地学史は，わが国の学徒が研究しなければならないと痛感させられた次第である。同じく中国や朝鮮半島その他アジア諸地域についての文献調査も，欧米人に任せられないことも明らかで，わが国において，これらの地域の地学文献目録編さんが，重要な課題の一つと確認された。

地学史研究文献については，

日本地学史文献集　付海外関係文献[7]

として，1883年から1975年までに発表された776文献を収録したが，その後も調査を続行し，最近

日本地学史文献集補遺[8]

をまとめた。1976年以降に発表された業績，および，1975年以前のもので，前回未収録のもの合計418編を収載している。この中には，前回と異なり，「地学史一般」の項を設け，日本に限定したり，アジアにも限らない地学史通史，陸水学史・気象学史など課題別通史や地学者伝記等を収めた。海外からの影響が顕著なわが国地学の歴史研究の上で有用と思われたからである。

この種の文献目録は継続的に補う必要があり，本委員会解散後も一定期間ごとに補足されることが望まれる。

III. 長老地学者の昔日談記録

学界の長老諸先生から，その修学時代，活躍された時代の談話を伺い，記録を整理し，あるいはご自身で回顧記事の執筆を頂戴する，いわゆる「生きた地学史」計画を立てて，座談会は次の四回を催した。

7) 地学雑誌，85(6)，354-379，1976。

8) 地学雑誌，92(6)，416-432，1983。

1977年11月　坪井誠太郎先生を囲む[9]

1979年10月　渡辺万次郎先生を囲む[10]

1981年6月　小牧実繁先生を囲む[11]

1983年8月　松本唯一先生を囲む[12]

依頼して回顧記事の執筆を願い，すでに寄稿を得たのは，

松下　進氏：初期の京都大学理学部地質鉱物学教室と月刊雑誌「地球」について[13]

松本達郎氏：九州大学地質学教室及び関係部門の初期の歴史[14]

原田準平氏：北海道帝国大学理学部地質鉱物学教室の創始期[15]

であり，執筆中で近く寄稿を予定しているものに

徳永重元氏：徳永重康の生涯と業績

があり，執筆依頼中のものに，

浅野　清氏：東北帝国大学理学部地質古生物学教室の歴史

および，以前大橋良一氏を予定していたが，逝去されて果さなかった秋田鉱山専門学校の創設期の回顧記事が残っている。いずれも『地学雑誌』に掲載を願い，会員各位に地学史の伝統を伝え，理解を深めたい。

IV. 日本地学史関係記事論文の情報源としての関係雑誌所在目録稿の編さん

日本地学史を研究するには，先学の業績を調査し，現物について確認しなければならない。その主要な情報源を提供すると思われる学術雑誌の所在を明示した目録を作成しようと志し，まず地学関係雑誌を文部省編『学術雑誌総合目録』および国立国会図書館編『国立国会図書館所蔵和雑誌目録』から抽出し，第一次目録稿を作成した。今後さらに選択し，伝統のある雑誌にしぼって，目的に適した範囲にまとめるならば，目標に到達することとなる。

9) 地学雑誌，88(3)，172-182，1979。

10) 地学雑誌，90(6)，410-423，1981。

11) 地学雑誌，93(3)，168-181，1984。

12) 地学雑誌，投稿準備中。

13) 地学雑誌，92(4)，265-271，1983。

14) 地学雑誌，93(4)，236-247，1984。

15) 地学雑誌，投稿中。

V. 地学史関係文献目録総覧の編さん

地学史に関する文献目録は，地質・地理・地震・気象・海洋学等，諸分野を併せれば，相当多数存在する。それらの文献目録を調査し，収録文献の範囲，記載内容の精粗等について解題をつけたもののみでも150種にのぼる。これらを整備し，文献目録の解題付き目録，いわゆる「書誌の書誌」を編さんしようと努力してきたが，まだ完成の域には達せず，なお時間を要する。

上記，前節および本節で述べた文献目録に，世界の地学研究主要機関の紹介付きリスト等を加え，地学史研究者のための研究案内書をまとめたい意図があり，準備を進めてきたが，とりあえず今までの作業結果を整理し，稿本を地学協会に託することとした。

VI. 地学者伝記集の編さん

先学地学者の伝記集の編さんも本委員会が早くから着手したところである。個人別にカード化されているもの約100名を数えるが，発表の機を得ないまま，今日に至つている。データの整った19世紀までの先覚者の伝記資料だけでも近く公表を期している。

以上，本委員会の13年にわたる活動とその成果を要約した。予期した目標に到達することはできなかったが，次に計画されるであろう日本地学史の編さんに生きる資料調査を展開し，地学史への関心を高める努力をしたことを報告し，本委員会の終結を告げる。

終りに臨み，本委員会に多くのご助言を寄せられ，ご後援賜った幾多の会員各位に厚く御礼申し上げるとともに，今後とも100余年の伝統を誇る本会が，地学の歴史的発展過程に常に留意し，資料の保存に努められることを切望してやまない。

附言して，本委員会の委員として活躍された故後閑文之助，故川上喜代四両氏の霊に謹しんで祈念する。

(1984年4月23日受理)

昭和58年度助成研究要旨

火山島の自然環境変遷と，その人為との相互作用に関するシステム科学的研究
——三宅島を中心として——

浜 田 隆 士*

Environmental Changes and Their Relations to the Human Activities in Volcanic Islands (In the Case of 1983 Eruption of Miyake Volcano)

Takashi HAMADA

I. まえがき

本研究は，日本の地質学的特性要素である島と火山とを，人との関わりを含めて総合的に理解することを目的とし，10年オーダーの長期計画として昭和56年に予備調査，昭和57年から本調査を開始したものである。浜田隆士（東大教養：地史古生物学）が研究担当者，以下の延6名が研究分担者である。樋口広芳（東大農：鳥類生態学），松本忠夫（東大教養：土壌生態学），大場秀章（東大総合研究資料館：植物生態学），大島 治（東大教養：火山学），山口寿之（千葉大理：海岸動物生態学），綿抜邦彦（東大教養：地球化学）。

II. 研究計画概要

研究計画実施項目を整理し列記すると次の通りである。

A） 自然動態の把握——火山島の時空解析
  1） 地形・地質調査
    イ）古地形復元——各種図法による侵食期・侵食量の推定
    ロ）航空写真解析
      a）市販航空写真判読による地形・活動史解析，他火山島との比較
      b）チャーター機使用空撮によるディテール解析
    ハ）海底地形解析——既刊海底地形図を使用して火山島の立地条件解析と日本列島の地質構造上の位置づけ
    ニ）実地踏査
      a）各種火山地形とそれらの地質・岩石・構造の特性
      b）各期火山活動の相対順序の確立，数値年代の決定
  2） 生態調査——局所破壊と復元
    イ）火山活動各期と植生遷移
    ロ）火山活動による植生若返りの追跡
    ハ）島の鳥類生態学
    ニ）火山島における土壌動物群
    ホ）水系と生態系の特性

B） 活火山島の社会動態の把握
  1） 火山島における水系と生活型
  2） 熱水系とその利用
  3） 火山災害対策と地域社会構造
  4） 火山活動徴候群と地域構造の歴史
  5） 火山活動と情報システム

III. 三宅島の特徴

三宅島は伊豆七島の中程，北緯34°05′，東経139°32′位を中心とするほぼ円形の活火山島で，長径

* 東京大学教養学部宇宙地球科学教室，Department of Earth Science and Astronomy, University of Tokyo

約10km，短径約8.5km，標高813.9m。現地表域はほとんど全部玄武岩質火山岩・火山砕屑物によって被われる若い火山島である。昭和15年，同37年につづいて昭和58年に噴火活動が起こり，山腹割れ目噴火による溶岩噴泉列とマグマ水蒸気爆発とを伴った。

若い火山島の常として，流水が常時みられる河川を欠き，したがって島内の平坦地はカルデラ床か，溶岩原あるいは土石流扇状地，爆裂火口底といった部分にのみ発達する。住民の生活域はこれらの平坦地形に強く支配されるとともに，水源を爆裂火口内の池あるいは湧水地に求めるなど火山地形依存度が高い。

島の植生のほとんどは二次林であるが，旧新澪（しんみょう）池，大路（たいろ）池，青沙山（あおさやま）神社周辺には，スダジイ，タブを主体とする原生林が残存していた。島の周辺は黒潮が洗い，南西岸の一部に小規模な造礁サンゴ群落の発達が認められる。

IV. 昭和58年三宅島噴火

本研究の進行中に，昭和58年10月3日の噴火活動が生起した。噴火は旧カルデラ床の中央火口丘寄り南西斜面海抜515 m の村営牧場から南南西端の新鼻（にっぱな）沖に至る延長約4.5 km の割れ目系に沿っている。海水を無視したときの三宅火山の地形は，七島・硫黄島海嶺にのる高さ約1800mの火山とみなされるので，その五合目から八合目程度の所に生じた割れ目噴火としてよい。

噴火は牧場南の通称二男山西側斜面（海抜約440 m）で15：15頃始まったが，初めに主として雄山側へ列がのび，さらに南西へも雁行状の割れ目をのばし，16：40頃から海抜70m 付近でマグマ水蒸気爆発をおこし，旧新澪池西側に新しい爆裂火口群を形成した。新鼻の海岸では直径 300m位のタフリングが噴火活動末期に形成された。4日04：00頃噴火は終息。

噴火の時系列復元は，島民の目撃者・写真撮影者からのヒアリングと，報道各社ならびに全日空八丈島便パイロット，防衛庁海上自衛隊偵察機等による映像など，3000点をこえる資料を解析し，現地調査による層序学的手法からの時系列と対照させながら行なった。

火口列からは溶岩流出とスコリア・岩片の投出がおこったが，それらの分布は地形と当時の風系とに強く支配されている。すなわち，旧カルデラ床の火口列群（A～E）からの溶岩は，カルデラ縁に沿って西流し，侵食されたカルデラ壁の低部から溢れ，外壁斜面を主に1600～1700年代の旧溶岩流路をたどって流れ，北部流は阿古集落へ，中部流は阿古漁港東方の海抜75m地点に達した。一方，カルデラ壁を横切って南へのびたG～K火口列群からの溶岩はほぼ一体となって外壁を下り，薄木の海岸に至った。この溶岩流の上流からは南西へ800 m程の小分流が出ている。

海抜70m付近より下位の割れ目噴火は，地下水として存在する海水との接触により，マグマ水蒸気爆発の形をとりながら南進した。旧新澪池は湖底部で海とつながっており，上部は淡水，下部は海水という成層湖であり，潮差もみられることで知られていた。古い溶岩洞穴や成層火山礫層の間隙を通して，外形上の海岸線から700m 位までの“陸地”が，実は海とほとんど似た水浸しの条件下にあったことが理解される。

A～K 火口列群は，これらとは対照的に dry な条件下で主としてマグマ噴泉型の噴火をし，溶岩流とスコリア層とを形成した。このスコリアは噴火当時の西風にのって，東側へ短かいプルームをつくって分布している。牧場付近では火口列がほぼ一直線で，開口密度も高くファイアカーテンを現出せしめた。このとき，火口列の風下側では火柱群に向かって吹き込む強い東風のガストが生じ，樹木や建物に著しく定向性のあるスコリア吹きつけ擦痕を残した。噴火開始30分位で疾風がすでに吹きはじめていたことは，牧場の家畜研修センターから脱出した人の証言で明らかである。

溶岩による被害では家屋・森林の埋没・焼失が大きいが，マグマ噴泉列からのスパターやスコリアによる植生への災害はあまり大きくはない。熱いスコリアを被って根元だけが焼き切られて倒れる樹木帯から，スコリアに打たれて枝葉を失なった地帯，葉や枝先などに軽度に損傷を受けた地帯，正常帯，といった植生損傷程度による分帯ができる。今後の植生回復と併せて継続観察の良い素材となる。

マグマ水蒸気爆発は，火口につき一回の爆発ではなく，南進しながら火口は徐々に拡大してゆくことが確認された。これらの爆裂型火口からは本質マグマの他，大量の既存岩層の断片が投出され，そのボンビングのため著しい被害を生じている。投出岩塊の最大は70～80 t と見積もられ，火口壁から直線距離にして300mの地域にも直径50 cm をこえる岩片が到達している。周辺にあったクロマツ林にはこのボンビング被害がよく記録されており，打ち砕かれた樹幹のみのものから無傷の地帯のものまで，前述のスコリア損傷帯とは別のタイプの被災帯配列が認められる。

マグマ水蒸気爆発によって投出された異質岩塊の中には，三宅島火山の基盤をなすと思われる，湯ケ島層群のものに比較される緑色の変質火山岩類の破片が小数含まれている。新鼻の海中でおこったマグマ水蒸気爆発によって，地表では観察されない化石層の一部が投出されている。円礫を含む礫層に移化するコキナ型化石層でよく固結しており，イモガイ類，タカラガイ類，こけむし類，造礁性さんご類，非造礁性さんご類などを豊富に含む。これらの古生物学的検討が進めば，三宅島の地史にとって新しい古環境情報を提供することになろう。なお，独立して投出されている造礁性サンゴ片の中には，現在の海底・海浜にあったものも混在していると推定される。

マグマ水蒸気爆発による投出物のうち，小片となった岩片やマグマは高く吹き上げられ，風下に長いプルームを造って分布し，とくに森林・作物に大きな被害を与えた。この wet で重いスコリアは，植物にとって“春のドカ雪”型荷重となり，埋没被害のほか倒壊をはじめ，落葉にいたる一連の被害を与えた。全島給水施設のあった大路池は，この種の wet なスコリアプルームの主軸下に位置していたため，湖水の塩素イオン濃度が高まったり，周辺の火口壁急斜面に生育していた老木の剝離転倒が起こるなど，甚大な被害を生じた。

昭和58年三宅島噴火は，噴火の規模の割りに，集落埋没という集中被災のため昭和の前２回の活動にくらべて被害額は非常に大きい。しかし，人命損失ゼロ，負傷数名という稀有の結果を生んだので原因を詳しく解析しておくことが大切である。観光シーズンをはずれ，前日が小中学校の運動会のため振替休日であったこと，８月に都の主催する大規模な避難訓練があったことなどがあげられるが，歴史的にも住民の火山島意識が高く，地域社会のもつ日常の姿勢も違っていたことが大きいようである。

噴火により無生物状態になった地域では，生態系の形成過程が，また損傷を受けた部分ではその回復過程が，それぞれ今後の継続研究にとって大きなテーマとなっている。ちなみに，10月下旬には wet なスコリア地帯の裸地に，日本新産の地衣類が定着している。

北太平洋上部白亜系準沖合相の化石層序と国際対比

平　野　弘　道*

Biostratigraphy and International Correlation of the Upper Cretaceous Off-shore Facies of the Northern Pacific

Hiromichi HIRANO

日本の上部白亜系の化石層序とその国際対比は古くより（e.g., YABE 1927）取り組まれ，現在も改訂が進められている（例えば，日本地質学会第91年学術大会討論会：白亜系の国際対比—現状

* 早稲田大学教育学部地学教室　Institute of Earth Science, School of Education, Waseda University

と問題，1984年3月29日，於早稲田大学)。長年にわたって多くの研究者に取り組まれている問題点は，a. 西欧模式地と古動物地理区が異なるので，機械的な対比はできない，b. 国内の上部白亜系も岩相の違いに関連した生相の違いがある，c. 上部白亜系の全時代が代表されるような単一ルートは少ない，およびこれらから派生した諸問題がある。西欧模式地は一般に浅海相が多く，各階，帯の指示種はそれを反映したアンモナイト類となっている。従って，日本の上部白亜系でも，沖合相よりは浅海相の所で欧州の示帯種や近縁種が得られている。しかし，例えば北海道の蝦夷累層群は，その分布域の西方に浅海相があるが，東方の沖合相が面積的に卓越する。今回の研究は，東京地学協会の調査助成金を得て，この沖合相に産するアンモナイト類とイノセラムス類を用いて化石分帯を行ない，西方浅海域と対比しつつ西欧模式地との対比を行なったものである。具体的には，IGCP-Project No. 58 (MCE) で現地討論の場の1つに採用された大夕張地方と留萌郡小平地方東部を選んだ。その結果，小平地方東部の上部白亜系は，Cenomanian 階から PERGAMENT (1966) がカムチャッカ地方から記載した種を始め，本邦で未報告の *Inoceramus* を多数得た。その層序の詳細は，平野ほかで投稿準備中である。また，当該 *Inoceramus* 類については追って松本達郎博士と共同研究の後記載する予定でいるので，本研究の主要な成果の1つではあるがここでは述べない。

大夕張地方の上部白亜系は，Albian から Santonian までの各階よりアンモナイト類，イノセラムス類を得て，まずイノセラムス類により次のように分帯した（平野ほか 投稿準備中)。

Upper Santonian	*I. amakusensis* zone
Coniacian	*I. mihoensis* zone *I. uwajimensis* zone
Turonian	*I. teshioensis* zone *I. hobetsensis hobetsensis* zone *I. hobetsensis nonsulcatus* zone *I. labiatus*-aff. *saxonicus* zone
Cenomanian	*I.* aff. *corpulentus* zone *I. concentricus costatus* zone *I. concentricus nipponicus* zone

これらのうち，Cenomanian と Turonian について詳しく検討し，1983年10月18日から21日に Copenhagen で開催された IUGS 白亜系層位学小委員会主催の Symposium on Cretaceous Stage Boundaries で発表 (HIRANO 1983) したので次にその概要を記す。

Cenomanian 階：従来日本の同階は，*Inoceramus* では次の5帯に分けられていた (e.g., MATSUMOTO 1978)。

upper Upper····*Inoceramus* sp.
lower Upper····*Inoceramus pennatulus*
Middle··········*Inoceramus yabei* & *I. costatus*
upper Lower····*Inoceramus nipponicus*
lower Lower····*Inoceramus crippsi*

これらは各々 Acanthocerataceae 類アンモナイトによる5帯，すなわち下位より *Graysonites wooldridgei*, *Mantelliceras japonicum-Sharpeiceras kongo*, *Calycoceras orientale-Acanthoceras takahashii*, *C.* cf. *naviculare-Eucalycoceras pentagonum*, *Euomphaloceras septemseriatum* に対応している。しかし，大夕張地方の Cenomanian の *Inoceramus* succession は，殆んどその全体を通じて *I. concentricus nipponicus*, *I. concentricus costatus*, *I. pennatulus*, *I.* ex. gr. *pennatulus*, *I. ginterensis* (本種は MATSUMOTO et al. 1982により物部地域から報告されているが，北海道では初産出), *I.* aff. *corpulensis* (HIRANO 1983では *I. corpulensis* としたが改訂を要する), *I. reduncus* (本邦初産出), *I. crippsi* (s.l.), *I. yabei* が産する。そこで，first appearance の僅かな違いを利用して前述の3帯に区分した。このことは，Cenomanian 階の *Inoceramus* 類による分帯を抜本的に見直す必要があることを示している。

本階からは国際対比上有効なアンモナイト類として，*Mantelliceras* sp., *Calycoceras orientale*,

C. cf. *stoliczkai*, *C. asiaticum*, *Euomphaloceras* aff. *cunningtoni* が得られている。これらのうち *Calycoceras* の3種は今回の *I.* aff. *corpulensis* 帯から得られたが，西欧模式地域の Middle Cenomanian に対比される。

Turonian 階：日本の Turonian 階は従来，*Inoceramus* では3帯，下位より *I.* aff. *saxonicus-labiatus*, *hobetsensis-teraokai*, *teshioensis-incertus* が識別され，対応するアンモナイト化石帯としては，*Fagesia thevestensis-Mammites costatus*, *Collignoniceras woollgari*, *Subprionocyclus neptuni* の3帯がある。今回は，これらのうち *I. hobetsensis-teraokai* 帯を下位の *I. hobetsensis nonsulcatus* 帯，上位の *I. hobetsensis hobetsensis* 帯に2分し，Turonian を4帯に区分した。*Inoceramus hobetsensis* は，殻体中央部に溝のある *I. hobetsensis hobetsensis* と溝の無い *I. hobetsensis nonsulcatus* に2分されている。また一般に，前者が30cm を越える大型になるものが多いと経験的に知られてきた。これとは別に成長中期の殻体のふくらみの程度，副次肋の有無なども前記2区分と対応するものと推定されていた。しかし，今回予察的にこれらの形質について検討したところ，明確に2フォームに分類できないことがわかった。そこで，今回の2帯は，大型個体の最初の出現で画することとした。

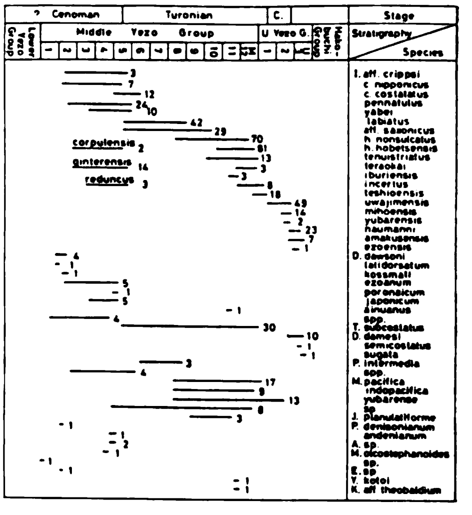
I. aff. *saxonicus-labiatus* 帯からは，これまでに次のような国際対比上有効なアンモナイト類を得ている：*Kamerunoceras* (*Ampakabites*) *kawashitai*, *Pseudaspidoceras* sp., *Neoptychites cephalotus*, *Fagesia spheroidalis*, *Shuparoceras yagii*, *Eubostrychoceras japonicum*, *Scipononoceras kossmati*

I. hobetsensis nonsulcatus 帯：*Subprionocyclus neptuni*, *Romaniceras* (*Yubariceras*) cf. *ornatissimum*, *R.* aff. *deverianum*, *Collignoniceras woollgari*, *Shuparoceras abei*, *Mammites costatus*, *Kamerunoceras* (*Ampakabites*) *regina*, *Neomphaloceras pseudomphalum*.

I. hobetsensis hobetsensis 帯：*R.*(*Y.*) *ornatissimum*, *R.*(*Y.*) *japonicum*, *R.*(*Y.*) aff. *uchauxiense*, *R.*(*Y.*) sp., *Subprionocyclus neptuni*, *S.* aff. *neptuni*, *Collignoniceras woollgari* (但し本種は本帯の上部には産しない)。

この上位に *I. teshioensis-incertus* 帯が来ることは明らかであるが，大夕張地方では本帯はダムの為露出面積が限られており，資料は乏しい。

比較的沖合相で豊富なデスモセラス類としては，本階では *Tragodesmoceroides subcostatus* が Turonian の基底から出現を始める。*Mesopuzosia* 属の3種，*M. pacifica*, *M. indopacifica*, *M. yubarense* は中部 Turonian 下部以上で多産する。その他は図（第1図）に示す通りである。



第1図　北海道大夕張地方の上部白亜系で得られたアンモナイト類とイノセラムス類の産出範囲
横線：産出範囲，数字：産出した個体数，訂正：*corpulensis* は aff. *corpulentus* の誤り．

引用文献

HIRANO, H. (1983): Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the Oyubari area, central Hokkaido, Japan.—An example of off-shore facies of Northern Pacific—. *Abstracts of the Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*, Copenhagen, 68-70.

平野弘道・高木　淳・関根秀人：北海道小平地域 Cenomanian 階の化石層序学的研究

(投稿準備中).
MATSUMOTO, T. (1978) : Japan and adjoining areas. *In* Moullade & Nairn eds., *The Phanerozoic Geology of the World II*. 79-144 in 529. Elsevier, Amsterdam.
MATSUMOTO, T., NODA, M. & KOZAI, T. (1982) : Upper Cretaceous Inoceramids from the Monobe area, Shikoku. 53-68. *Palaeont. Soc. Japan Spec. Pap.*, 25.
PERGAMENT, M. A. (1966) : Zonal stratigraphy and *Inoceramus* of the lowermost Upper Cretaceous of the Pacific Coast of the U.S.S.R. *Tr. Geol. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 146.
YABE, H. (1927) : Cretaceous stratigrapy of the Japanese Islands. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, 2, **11**(1), 27-100.

ザイール南東部における環境変化に関する自然地理学的調査

式　　正　　英*

Reconaissance Geographical Study on Natural Environmental Change in the SE Region in Zaire

Masahide SHIKI

1983年10月8日より10月26日までの間，ザイールとベルギーとに調査旅行をした。その内ザイール（旧ベルギー領コンゴ）に滞留したのは10月10日から10月19日までの10日間であった。この調査の費用の一部には東京地学協会科学研究補助金があてられた。記して同協会に感謝の意を表する。

1. 調査の目的

地球的規模で生起しているのではないかと憶測されている，自然的，人為的原因による環境変化が，旱魃や飢饉となってとくにアフリカの低緯度・中緯度地域（サヘル地域，モザンビークなど）を襲っていることが最近頻繁に報ぜられている。その実態の一部を見きわめた上で，地理学的立場から実情の因果関係を整理する方向ができるか，また地学的に関連する内容があるかを確かめることを第一の目的とした。

アフリカ各地を対象とした日本の調査研究活動は決して少ない数ではない。自然地理学関係の調査はケニア，ウガンダ，タンザニア，カメルーン，アルジェリアを対象に，1964年以降，矢沢大二，戸谷　洋，門村　浩が夫々研究代表者となって順次実施されて来た。その他自然人類学的調査や言語学的調査などが，京都大学，東京外国語大学などの研究者を中心に行われて来ている。ザイール東縁部，ニーラゴンゴ火山の調査には東北大学の調査班が出掛けている。海外協力事業団，国際建設技術協会の地形図作成事業はケニア，タンザニア，ギネアの夫々一部で行なわれ，すでに印刷刊行されている。さらにケニアでは土地利用調査も日本の技術者によって実施され1983年度中には成果をみる手筈である。このような状況の中で，上記のものと重ならない研究テーマを探すことができるかを第二の目的と考えた。

さらに新たに本格的調査を仮定した場合の生活条件（政情，交通，アコモデーション，安全性など）や既存資料，現地の協力態勢など，可能性の度合を検討してみることにした。以上アフリカを主題とした研究調査活動の予察調査を意図した訳である。

2. 調査の契機と背景

調査に赴いた場所はザイール南東部，シャバ州ルブンバシ市（旧エリザベードビル）とその周辺

* お茶の水女子大学文教育学部地理学教室　Department of Geography, Ochanomizu University

地域である。ここを選んだ理由は国際地理学連合（IGU）ワーキンググループ「動態環境地図学（Cartography of Dynamic Environment)」のシンポジウムが，J. アレキサンドル教授（リエージュ大学）がオーガナイザーとなりルブンバシ市で10月中旬に開催されたからである。このワーキンググループの委員長はアンドレ・ジュルノー教授（カーン大学）であり，筆者は1980年以来メンバーを勤めている。テーマは「熱帯地域の環境地図」であったが，10名ほどの外国からの出席者は殆んど地形学を主とする自然地理学者であった。アレキサンドル教授はかってルブンバシ大学に教授として12年間勤務し，現在も客員教授として連年出講しており，ザイールが主な研究のフィールドである。このシンポジウムの特徴は，室内での研究発表討議は2日間で，残りの8日間は野外巡検に向けられたことである。筆者は“A Land Use Mapping in Africa in Cooperation with Japan”をテーマに研究発表を行ない，巡検を通じて調査活動に従事した。

調査した地域は，ルブンバシ市域，ルイスイシ，ビアノ台地，コルウェジ周辺，フングルメ付近などであり，遠い所でルブンバシから300km弱の範囲である。移動にはジープや汽車が使用されたが，宿泊の拠点にはルブンバシ，コルウェジの他，停車中の寝台車（ビアノ台地）があてられた。

今回の調査に関連し日本の国内でザイールの情報を蒐めるのには，初期の段階ではかなり困難を感じた。しかしやがてザイールに進出している日本企業に接触して始めて具体的にして有用な資料を手に入れることができた。ザイール鉱山開発株式会社は日本鉱業株式会社の子会社として設立され，ザイール南東部からザンビアにまたがる世界的コッパーベルト地帯のザイール側のムソシ，キンセンダ地区に鉱区を取得した。同社は1972年以来採掘を続け，年3万トンの銅精鉱を日本向けに送り続けて来た。しかしアンゴラ内戦の影響でベンゲラ鉄道が使用できなくなり南ア経由で船積みされるようになってからは，輸送費が嵩み，結果として業績が振わなくなり，1983年末をもって現地における稼行経営を放棄する破目に陥った。ザイール鉱山は現地名をソデミザ（Sodemiza）という。現地事務所はルブンバシの中心部にあり，筆者の滞留中は引揚げ準備中ではあったが，何かと生活上の便宜を頂いた。鉱山の盛時には日本人は家族をふくめ600名に及んだが，1983年には技術者を中心に40名ほどに減じていた（引揚げ後ルブンバシの日本人は日商岩井社員の1夫婦だけとなる）。その他ザイールの海岸部から浅海底にかけての石油に関連して日本が資本参加しているザイール石油開発会社の事業や石川島播磨重工が施工したコンゴ川下流のマタディ橋の完成（1983年）などに目立った日本企業の進出がみられる。

3. 自然環境について

ザイールの国土はコンゴ川（ザイール川）の流域とほぼ一致しておりルブンバシの周辺はその最上流域にあたり，海抜高度は1200m—1500mを示す処が多い。安定陸塊アフリカ楯状地の一部で，基盤岩は後期プレカンブリア紀クンデルング層の石灰質片岩，苦灰岩質片岩，砂岩などより成り，一部に陸成の白亜紀カラハリ砂岩層が分布する。プレカンブリア末以降海進はなく，大陸台地の地形を基調とする。台地の表面は第三紀に形成された準平原で平坦性はきわめてよく，水平な地層を示す部分が殆んどだが，局部的に古生代造山運動をうけて地層が急斜している。急斜層の部分は中起伏の山地を形成し，山地を貫流するところで河川は峡谷をつくる。コンゴ川源流にあたるルアラバ川，ルフィラ川などが南から北へ流れるがこれらの川の支谷が，上記準平原を刻んでいる台地の縁には壮大な崖がみられる。

年降水量はルブンバシで1229mmと，内陸としては比較的多く5月から9月までの間は殆んど降雨がない。降水は11月から3月の間に集中する。すなわち1乾季，1雨期の熱帯南部気候区に属する。自然植生の極盛相は常緑広葉樹の密林ムフル（Muhulu）であり，野火や人為によりこれが破壊された場合，草本を主とするサバナ景観となり，再生の過程で落葉広葉樹林ミオンボ（Miombo）となる。銅・コバルトの含有率の高い鉱石が地表近くに露出する場合は，森林の発達を阻害しサバナの状態になる。市街の周辺ではマツやモクマオウが植林されているし，白人の植民集落ではアカ

シア，ジャカランダなどが移植され，巨木に成長している。人為による植生の破壊は顕著であり，放牧地の造成，炭焼き，狩猟・畑除草・害虫駆除等の目的による野焼きや焼き畑などが絶え間なく進行している。概括的にこの地域は森林景観であるが，変化には敏感であり一時的にはサバナ景観を呈するので，サバナ・フォレストの一種とみられる。

4．地形景観としての蟻塚

世界のサバナ・フォレストの地域にはしばしばテルミティエール(Terimitières)すなわち蟻塚の見られることについては既に知られている。しかし普通東南アジア，南アメリカ等で高さ1～2m，高いものではオーストラリアで4.5mのものが報告されているが，とくにザイールのこの付近のものは世界一の規模であり密度が大きい。ザイールの蟻塚の土量は1ha あたり240万kg で面積の30%にあたり，土層を深さ20cm にわたって移動した量に相当し，他地域の例はその10分の1以下に過ぎない。密度はオーストラリア1～9/ha, 中央アジア162/ha に対し，ザイールでは500～800/ha と桁ちがいである（土量及び密度の数字は LEE & WOOD: Termites and Soils 1971による)。

ルブンバシからコルウェジ，ビアノ台地にかけて調査地域のどこにでも蟻塚が卓越しているのが見られた。規模は高さ6m～9m位，中には10m を越すものもあり，基底の直径は10m～20mもある。ここの場合の蟻（Termites)は，ただの土壌動物ではなく，明らかに地形々成営力であり，Bioturbation の主因となる。ルブンバシ周辺の蟻塚は円錐形を呈するが，これは既に形成を熄めた旧いものであり，蟻塚の側面は一種の崖錐である。一方コルウェジ周辺の蟻塚は現在形成中であり塔状に聳立する。時折布状洗食を受けるような場所では，1～4年生位の新しい蟻塚群がみられるが，高さは0.3m，密度4500～5000/ha である。大規模な蟻塚はこれらが集合し数百年以上を要してつくられるものと推定される。円錐形蟻塚は150年ほど前に放棄されているが雨食に堪えていることは注目すべきである。地表は一般にラテライトの盤層で硬いが，蟻塚はシルト，粘土の供給源で煉瓦の原料となる。巨大な蟻塚群が300km程の間で，一方が形成中一方が放棄されている原因を解明することが環境変化の究明につながろう。

5．その他の問題

ビアノ台地面は60年前に放牧地に開かれたが，それ以来ガリー侵食が盛んとなり，1回50mm以上の豪雨が年平均5回はあるが，1回ごとに100mという急速さで谷頭侵食が台地面を刻んでいる。また準平原上に載る古第三系のグレポリモルフ砂岩の岩塊には砂漠漆（さばくうるし）の痕跡が残り第三紀の乾燥気候の証跡と考えられている。一方河谷による大陸台地の開析は第三紀に始まるものの，上流部の台地の崖の形成は洪積世の気候変化に関連すると考えられているが，未だ定説がない。つまり氷期，間氷期における付近の環境が乾燥か湿潤かいずれであったかを確定し得ていない状態である。

総じて調査した地域は環境変化について実に多様な問題を内包しているとみられる。時間的尺度を変えることにより，現在につながる数10年の間の変化——これには鉱山の経営や都市の発達，牧場の開発が関わり，これらを無視できない——から，数100年オーダーの変化——蟻塚地域の転移，植生の遷移がかかわる——，1000年オーダーの変化——クライマティック・オプティマムには湿地が多かった証拠がある——に加えて，氷期・間氷期における気候変化，さらには第三紀における気候変化の証跡などと，多種多様の環境変化の課題が充満している地域である。飢饉状態は現在この調査地域には見られないが，衛生上・保安上の不確実さは捨てきれない。調査にあたりアフリカを熟知した人々の助力は不可欠であり，独りで行動することは不可能に近い。今回の調査にあたっては，現地ルブンバシ大学の地形学者J．ソワイエ教授に終始お世話になった。紙上を借りて深く感謝しておきたい。

熱帯環境，とくにマングローブ沼の調査

(フランス領ニューカレドニア島)

糸魚川淳二*・津田　禾粒**・山野井　徹***

Research Report on Tropical Environment, Especially on Mangrove Swamps in New Caledonia, Southern Pacific

Junji ITOIGAWA, Karyu TSUDA and Tōru YAMANOI

本調査は1980年以来行っている東南アジア地域における，マングローブ沼の貝類群集および植物花粉組成の調査の一環として行われたものである。

近年，新潟県以西の各地において，中新統中部より，熱帯的古環境を指示する各種化石が産し，1500万年前頃，日本列島が現在より温暖な熱帯～亜熱帯の状況にあったことが推定されている。当時の古環境をより適確に復元するためには，現在の状況との比較古環境学的研究が必要であり，その基礎的資料をうるために，これらの一連の現生生物調査が計画され，実施された。

ニューカレドニア島は南半球に位置し，緯度的には台湾南部に対応する。赤道付近の東南アジア各地や北半球の沖縄などの状況と比較するためには最適の地理的条件下にあり，サンゴ礁がよく発達するにもかかわらず，適当な規模のマングローブ沼の存在が確かめられたので，本調査を計画した。

調査は1983年6月22日～29日の間，主としてニューカレドニア島南東部の，Numea, Dumbea, Tomo 地域で行われた。糸魚川・津田が貝類・堆積など，山野井が花粉を担当し，探検家佐伯富男が写真・記録などの面で調査をサポートした。以下，調査結果の概要，今までの調査との関連，日本の中新世の熱帯的環境の問題点について述べる。

1.　ニューカレドニア島のマングローブ沼貝類群集について。

二枚貝類16種，腹足類14種，計30種を同定した。主要構成種として，*Saccostrea mordax* オハグロガキ，*Geloina erosa* ヤエヤマヒルギシジミ，*Nerita Squamulata* マルアマオブネガイ？，*Littoraria scabra* ウズラタマキビ，*Terebralia palustris* キバウミニナ，*Clypeomorus patulum* ミツカドカニモリ，*C. humilis* カヤノミカニモリ，*Cassidula nucleus* カタシイノミミミガイなどがあげられる。

2.　いわゆるマングローブ沼の環境にも変化があることが判明した。普通考えられている河口の汽水性環境でなく，normal salinity の地域にもマングローブ林植物のヒルギ類が分布し，独特な貝類群集が見られる。

たとえば，Numea 東北の Tima 湾では，海側より山側に向って，次のような生態的遷移が見られる。

石灰藻リーフ――“アマモ”帯（コゲツノブエがすむ）――オヒルギ帯（樹上にウズラタマキビ，根上にミツカドカニモリ・マルアマオブネガイ？，泥底上にキバウミニナ）――芝地――地衣類帯――“アッケシソウ”帯――ホウガンヒルギ帯（カタシイノミミミガイがすむ）

3.　群集の種構成について，東南アジア各地と比較すると，*Ritena Lineata*（イトマキアマガイ）が欠けて *Nerita squamulata*?（マルアマオブネガイ？）が分布する，*Cerithidea, Cerithi-*

* 名古屋大学理学部地球科学教室　Department of Earth Sciences, Nagoya University
** 新潟大学教養部地学教室　Faculty of General Education, Niigata University
*** 山形大学教養部地学教室　Faculty of General Education, Yamagata University

deopsilla, *Telescopium* が欠け，*Terebralia palustris*（キバウミニナ）が存在する，*Chicoreus capuchinus*（クリイロバショウガイ）が欠ける，オカミミガイ科では他地域と異なって *Cassidula nucleus*（カタシイノミミミガイ）が代表する，といった違いが見られる。

4. *Terebralia palustris* は赤道周辺地域の *Telescopium* の生態的地位を，緯度20° 以上の地域で占めるものと推定される。沖縄において，現在，*Telescopium* の生殻が発見されないが（死殻は見られる），*Terebralia palustris* が分布することも，これと同様な理由によるものと思われる。

東南アジア各地（ジャワ，バリ島，シンガポール，マレーシヤなど）の資料も総合すると，マングローブ沼要素として，次の属種があげられよう。

Isognomon ephippium（マクガイ），*Enigmonia aenigmatica*（オカナミマガシワ），*Crassostrea*（マガキ）属，*Saccostrea mordax*（オハグロガキ），*Pretostrea affinis*（コガネガキ），*Geloina erosa*（ヤエヤマヒルギシジミ），*Anodonta corrugata*（シワツキガイ），*Ritena* spp.（イトマキアマガイ類），*Nerita* spp.（アマオブネガイ類），*Pila* spp.，*Littoraria* spp.（ウズラタマキビガイ類），*Cerithidea* spp.（オオヘナタリ類），*Cerithideopsilla* spp.（ヘナタリ類），*Terebralia* spp.（キバウミニナ類），*Chicoreus capuchinus*（クリイロバショウガイ），*Cuma gradata*（カスリレイシ），*Ellobiidae*（オカミミガイ科）の各種。

1950年の大山　桂による，八尾層群黒瀬谷累層からの *Geloina*, *Telescopium* の発見以来，日本の中新統中部からは，多くのマングローブ沼要素の貝類化石が発見されている。現在までの知識をまとめると，中新世のマングローブ沼要素の貝類は第1表のようになる。これらは *Telescopium-Geloina* 群集としてまとめられる。

これと密接に関連して産するものに，いわゆる *Vicarya-Anadara* 群集がある。マングローブ沼の外側の，やや深い，やや塩分濃度の高い地帯の環境を示すものであろう。この他，マングローブ沼要素でない，熱帯性種として，*Perna oyamai*, *Maoricardium mizunamiensis*, *Tellinella osafunei*, *Turbo minoensis*, *Globularia nakamurai*, *Rimella toyamaensis*, *Volema osawanoensis* などがあげられる。主に砂質底生息者である。

花粉化石について見ると，黒瀬谷累層や備北層群から，マングローブ林植物である，*Bruguiera*

第1表

	種子島	日南	仁摩	三次	庄原	東城－油木	新見	大佐	津山	鳥取	舞鶴	福井	能登	八尾	津川	鈴鹿	瑞浪（月吉）	瑞浪（宿洞）
Littorinopsis miodelicatula													×	×	×		×	
**Telescopium schencki*			×						(×)					×				
T. sp.	×	×									×	?						
Terebralia itoigawai									×									
T. kakiensis									×									
T. sp.	×					×								×				×
**Chicoreus capuchinus nagiensis*									×									
**Ellobium yatsuoensis*														×				
E. sp.																	×	
Geloina stachi				(×)		×			(×)		×			×				
G. yamanei				×	×		×		×	×			×	×	×			×
G. sp.				×	×	×	×		×			×				×		
**Batissa bihokuensis*						×												

（ ）は cfr. のもの；* はとくに熱帯系

（糸魚川，津田，山野井）

（オヒルギ）の花粉が発見され，さらに，山野井は7種のマングローブ林植物の花粉の存在を確認している。

Telescopium-Geloina 群集，これらの花粉化石の分布から推定すると，中新世中期の中部日本は，現在の沖縄南部あるいはそれ以南の環境条件下にあったといえる。

新潟県下で発見された古赤色土，各地の造礁性サンゴ化石，アオウミガメ類の化石（山口県産）もこれらの推定を裏付ける資料である。

本調査にあたって，援助を頂いた富山市の横田力博士，東京地学協会に深く感謝する。

書評と紹介

式　正英：地形地理学　古今書院，240頁，昭和59年1月20日初版，地理学基礎講座第1巻

地形を対象とする研究分野は，日本に地形学が紹介されていらい，さまざまな展開をとげてきた。紹介者が交際した範囲でも，地理学をはじめ，水文，土木，建築，林業，農業，牧畜業，土壌，土質など多岐にわたっている。最近では，風景や災害の研究においても，また文学においても，地形に深い関心を寄せ，むしろ，日本では本家に当る地理学のなかで，疎遠な感じさえうける。それは，地形の研究が，地史学や地質学，地球物理学などと接近し，環境要素としての地形への関心が薄れていることに原因があるためとも考える。

式　正英の「地形地理学」は，こうした地形理解への現状に，ひとつの立場を明示する意図がこめられているように見うけられる。このことは，「序」や「第1章　地形地理学への導入」に，とりわけ鮮明にあらわれているといえる。「土地自然の色」からはじまる「地形地理学への導入」は今日では，宇宙画像の処理の方法によって，季節感をもくみこんだ地形の研究に展開し，さらに，宇宙スケールの文学への橋渡しの役をも果たしうるともいえる叙述である。

「第2章　さまざまな日本の地形」，「第3章 水文と地形・気候と地形」の2章では，地形学の基礎的知識を，平明に，かつ無味乾燥な教科書風にではなく，うるおいのある文章で説明している。著者の学識や豊富な野外での経験が，こうした叙述を可能ならしめているのであろう。基本となる地表形態学としての地形学の知見をベースにして，地表の利用形態など，人間生活とのつながりが随所にのべられていて，かつまた，数多くの著者の原図にうらうちされて，読み物としても肩のこらない展開になっている。章・節・細節に，「断層地形」は見当らないが，随所に，適切な解説があって，著者の配慮がうかがえる。専門家以外の人にも理解できる地形誌のモデルを示しているともいえる。

一例をあげておこう。峠の地形は，「峠までくるとホッとする経験は誰にもあろう。峠の上では沢水の音も遠のいて静寂が支配する。もはや登る必要のない豊かな憩いに身をまかせる。これまで視界をはばんでいた向こう側の景色を望むことは，未来に心をはせる楽しさがある」という文章ではじまる。数多くの，それぞれに感慨のことなる山歩きの経験が，こうした導入にこめられているのであろう。峠を地形学の通常の教科書に求めても，多くは解説を見出せないであろう。だが，登山にしろ，ハイキングにしろ，峠がひとつの節目であり，数多くの人々が，それぞれことなる感情をもったにちがいないということを考えると，峠は単なる地形のひとつの部分ではなく，人生と結び合った場所であり，大げさにいえば，歴史の舞台になった場所もある。

峠の地形の冒頭の文章は，例示にすぎない。とかく，無味乾燥になりがちな地形の描写に，うるおいをあたえるには，人々の経験や感情に共感をもたらす表現が必要である。著者は，巧まずしてそれを実施している。

「第4章　人文にかかわる地形」は，地形の術語の解説に終始せず，地形と人間生活のさまざまなかかわりについて，内外での著者の体験をもとに，叙述を進める。限られたスペースに数多くの事例を収容できないことはたしかであるが，この章を中心に，新書版の別の著書がつくられることを期待したい。

口絵写真，本文中の地上写真は，すべて著者の撮影になるものだと，「あとがき」に示されている。雑誌「地理」（古今書院発行）に掲載された文章を中心に，本書をとりまとめたことが，期せずして，ソフトな地形学の教科書になったと考える。著者の意図した「地形」の理解は，成功しているといえよう。何といっても，ほとんどが著者のフィールドでの確認にもとづいていることが，説得力のある著書にまとめられた原動力になっているといわざるをえないであろう。

もし仮りに，章・節を加えて補訂をするとすれば，「文学の舞台となった地形」とか，「地形のパーセプション」といった章・節がほしい気がする。「歴史の舞台」も欲しい。

本書を通読して，著者が山を愛し，ゆったりとした歩調で山行をたのしみ，折にふれてスケッチを，そしてまたカメラを据えての撮影を，たのしみながらおこなって来たことがうかがい知れるのは，著者を知る者として，まことにうれしい。ゆったりとした情感が，行間にあふれていてたのしい。

地形への多面的なアプローチの可能性を示す著作として，関係者はもとより，一般の社会人にも読んで頂きたいものである。　　　（中野尊正）

講演会

画像データによる地質評価

地質調査所　長谷紘和

画像データの地質分野への応用は従来写真地質(Photogeology）として知られてきたが，近年，リモートセンシング技術の進展に伴い，画像化される電磁波長域，画像化方式を認識した新たな利用方法の確立化が求められており，地質分野では地質リモートセンシング（Geological remote sensing）としてその対応が進められている。

報告では航空機高度からのレーダ撮像調査で得られた画像について行った基礎的な検討結果をもとに，“中程度”の分解能をもつ画像データの地質評価の基本的問題について述べた。

レーダ撮像調査は，新エネルギー総合開発機構が「全国地熱資源総合調査」の一環として実施したもので，米国エアロサービス社が撮像を担当した。この調査により日本列島の合成開口方式によるレーダ画像が得られた。得られた画像は波長約3cm のXバンドレーダ画像で，それは最終的には国土地理院発行，縮尺20万分の1地形図と同様の画枠をもつレーダモザイク図に仕上げられている。画像の地表分解能は約15mである。撮像のための飛行測線は日本列島全体については南北，測線間隔28km であり，部分的にこれとほぼ直交する東西測線でカバーされている。

このレーダ画像にみられるもっとも顕著な情報の一つは直線性の地形特徴であり，その多くは地下構造の反映と考えられるリニアメントである。そこでまず画像情報の基礎的検討として，画像から地質専門家が抽出したリニアメントの長さと発達本数の関係を求めてみることとしレーダ画像の他に，ランドサット画像，空中写真を用いて比較した。その結果次のことが導びかれた。

1）画像データからのリニアメント抽出にあたって，画像のもつ分解能と，抽出の際に使用する画像の縮尺にはある適正関係があり，その関係を大きくこえて抽出を試みると抽出誤差が大きくなる。この適正関係は，画像データのもつ分解能（R）と使用データの縮尺（S）とによって表わすことができ，理論的適正関係として RS=0.01 (cm）が得られた。実際にはこの適正な条件はある幅をもって与えられるものと考えられる。

2）リニアメント抽出が適正な画像の分解能と縮尺のもとで行われた場合，その抽出されたリニアメントの長さと発達本数との間には，地殻の破壊過程に知られる他の経験式と同様な関係が得られた。このことは，リニアメントがマクロには断裂など地殻の破壊現象を示す情報として取り扱えることを示すものとみなす考え方に根拠を与えた。

また，レーダ画像のような，ランドサット画像に較べて分解能の高いデータでは地形の侵食パタンが示す地表面のテクスチュアの特徴から，従来看過されてきた有用な地質情報が付加できる見通

しが得られている。テクスチュアは多様な要素が複合的に組み合わされた結果として示されるが，これらの諸要素を分析し，既知要素を差し引いて残りの要素について比較を行う方法について現在研究中であり報告ではその一端を述べた。

われわれが地質判読の際にどのような精度で地質対象を判読しているかについて明確に示すことはむずかしいが本報告で述べた基礎的検討結果からこの課題について一つの基準が与えられた。画像データのもつ分解能と縮尺とで示される理論的適正判読条件に基づいて類推を行うと，われわれの視知覚は指数的に画像データの細かさ(分解能)を要求しているらしいことが知られる。

リモートセンシングと鳴門の渦潮

丸安隆和

瀬戸内海には非常に多くの海峡がある。中でも，鳴門海峡は激しい潮流とそれに伴う「鳴門の渦」によって古くから知られている。大潮時には潮流は最高10ノット，直径 20 m，中央の凹みは 1.5mにも及ぶ。しかし，このような規則的な渦の発生のメカニズムやそれが海峡水域の流動現象に占めている役割についての研究は意外なほど進んでいない。これは，厳しい自然条件が現地観測を困難にする制約にもよるが，むしろ海峡水域の潮流変動が時間・空間スケールを持つために，海面からの点測定の集積という方法による限り，その本質は到底把握し得なかったという理由によるものと思われる。

このような状況の中で，最近のリモートセンシング技術の発達は将に恰好の観測技術を提供することになった。

「鳴門の渦」には，航空写真および LANDSAT 画像によって，時間的，空間的に大小２つの特徴的なスケールの現象が含まれることが明らかにされた。小さいスケールとは数十m×数分のオーダのもので，観潮船などから観測できるものであり，大きいスケールとは数 km×数時間のオーダのもので，人工衛星あるいは高高度航空機で初めて観測できるものである。これらのスケールに応じて，潮流流動に大きい差があるが，両者の間には密接な関係のあることはいうまでもない。渦のスケールに応じ，LANDSAT，高高度，低高度の航空写真，船上の観測等を組合わせ，いわゆるマルチレベルのリモートセンシングによって渦潮の本質とそれらの関係と役割を明らかにすることを試みた。

(1) 鳴門の渦の正体

航空写真の判読によると，南流時の状況を例にとると上流側の流れは吸い込みで，その大部分を占めるポテンシャル流れと陸岸沿いの狭い壁面乱流境界層から構成される。下流側は吹き出しであって，海峡中央部 500 m のポテンシャル流れ，両側の岬の背部の淀み水域，これらに挟まれた２筋の自由乱流境界層によって構成される。自由境界層には上流側壁面でつくられた小さい渦が順次放出され，孤立した，渦の規則的な構造—コヒーレント構造—が形成される。これらの渦が順次合体を繰返し成長して大きい渦となる。これが鳴門の渦の流体力学的正体である。

(2) LANDSAT で観測した大きいスケール渦

LANDSAT は18日ごとに同じ時刻に戻ってくる。潮流の周期はおよそ６時間12分であり，もとの位相にもどるのは29日後となり，18日との間に公約数がない。従って，LANDSAT 画像を多く収集することによって，鳴門海峡のいろいろな潮流の位相の状態が観測できる。これらの観測結果から北流によってつくられた大スケール渦は，南流最強時においてもなお播磨灘に居坐ったまま

で，南流する水は，この水塊のまわりを通って鳴門海峡に流れ込むことが判明した。わき潮といわれるものである。

この現象は，海峡を北上した水塊は渦対を形成し，互いにけん制しながら自走することを示している。これによって海峡を通しての海水交換が極めて効率よく遂行されていることが認識できた。

(3) 強い湧昇を伴う小スケール渦

リモートセンシングデータの裏付けには流体力学的な解析が重要な役割を果たす。本研究においてはコヒーレント構造をなす個々の渦の振舞いの理論は古典的な“孤立した渦の運動理論”によって解析を行ったが，よく現象の裏付けができた。解析に必要な諸量の中で渦の直径，凹みの深さ，移動速度などは航空写真測量技法を用いて測定した。

自由境界層の中のコヒーレント渦は海面と海底を直接結ぶ孤立した渦と考えることができる。この事実を実験室で確認し，湧昇流発生のメカニズムをトルネードの研究を参考にして考察を加えた。これらの研究を通じて1個の渦は海峡を通過する全流量の数％を鉛直方向に輸送し，海水の混合を促進していると評価された。

これらの研究を通じて，リモートセンシング技術は自然をそのまま実験室として利用できることが確認できた。今後の大きい収穫といってよい。



（長田信男氏撮影）

辻村太郎先生を偲びて

和達清夫

日本の代表的地理学者，辻村太郎博士は，昭和58年7月15日，93歳をもって逝去された。世界の地理学会の大きな損失であると同時に，私ども地学研究者一同のこの上ない悲しみである。

辻村先生は景勝の地小田原に出生され，開成中学，第一高等学校を経て東京帝国大学地質学科に入学，当時の錚々たる地質学の諸教授に地質学を学び，特に山崎直方教授のもとにて自然地理学を研鑽された。大正5年に卒業，更に大学院に進み，地形学の研究に専念した。

大正7年9月，東京高等師範学校講師，次いで同校教授に任ぜられたが，大正8年7月に山崎教授がわが国最初の科学的地理学科を創設されるに当り，これに支援・尽力され，後に教授となり，以後地理学の研究と教育に30余年尽すいされた。すなわち，大正9年7月東京帝国大学理学部講師を嘱託せられ，同助教授を経て，昭和19年1月同教授となり，昭和26年3月停年により退官，東京大学名誉教授の称号を授与された。なお，昭和18年には断層地塊の地形学的研究によって，理学博士の学位を受けられた。

先生の業績の第1は，我が国に地形学を創始された事である。その著「地形学」「新考地形学」「日本地形誌」などはその成果であり，地形学の今日の隆盛は先生に負うところが極めて大きい。特に断層地形の研究，海岸地形の研究，そして氷蝕地形の確認等の業績は，地質学界，地球物理学界にも大きく貢献した

ものである。

第2として，わが国に景観地理学を創始された事が挙げられる。先生は日本の複雑な景観を把握し解釈する独自の道を開かれ，その研究の集成は「景観地域」「景観地理学」などの著作となり，内外のこの方面の研究に指導的役割を果した。

第3には，地域研究および文化地理学に関する大きな寄与がある。先生はこれらに関する欧米及びわが国の地理学者の莫大な業績を批判し，その知識を整理統合して地理学の新しい体系を打ち建て本邦地理学者に国際的視野を与えた。

先生はこの間に学術研究会議会員，学術振興会委員，日本諸学振興委員会地理学部委員などを勤められたが，戦後には日本学術会議会員に当選，同会議の地理学研連委委員長となられるなど名実ともに日本地理学界の代表者として地理学を通じ学術振興に献身された。国際的にも太平洋学術会議，万国地理学会議に日本代表として出席され，またライプチヒ地学協会通信名誉会員，ウィーン地学協会の名誉会員にも推薦されるなどその方面の活躍も著しい。

先生はまた大学設置委員会委員，日本地理学会会長，そして一方経済安定本部資源委員会委員，文化財審議会委員，文部省史蹟名勝天然記念物調査会委員，国立公園中央委員会委員，測量審議会委員など，地理学界はもとより地理学教育その他地理学の関係する諸方面に重要な役割を果され，それと共に先生が若き地理学者を育成し励まして，今日の日本の地理学会の隆盛を築かれた功績はまことに大きい。

先生は大正13年の4月に中央気象台付属測候技術官養成所の講師となられた。それは奇しくも，私が卒業して気象台に働き始めたのと同じころであった事もあり，時折同養成所でお目にかかる機会を得た。先生は熱心に学生に地理学を講義され，学生は皆地理学に興味を抱き先生を慕った。私はその頃の先生の若い研究者としての熱情と，親しみ深い人柄とに強く惹かれ，その後長く学問上の先輩として親しくして頂いたが，一つには開成中学の先輩としての近親感もあった。

昭和48年3月に，日本学術振興会は，先生に秩父宮記念学術賞を贈呈した。私はその審査委員会に関係していた関係上，いつも変らぬ淡々とした様子で妃殿下から賞を受けられたその時の先生の姿を，今もよく憶えている。

さて，言うまでもなく先生は地学協会にとってかけがえのない大事な方であった。先生は早くより地学協会に関係されたが，協会としては先生に評議員を昭和5年5月より同28年5月までお願いし，そのあと続いて名誉評議員に，そして昭和50年5月からは名誉会員になって頂いた。御他界の時から遡れば実に役員として30年の長い間，地学協会のため御尽力頂いた。

先生はよく協会の行事にも見えられ，われわれにいつも興味深いお話をして下さったものである。お亡くなりになる少し前にお目にかかった時には，ポケットから小石を二つ三つ取り出し，これは先日山で拾って来たものだが，と楽しそうに例の一席を始められたが，生涯を地理学に打ち込まれた先生のそのお姿は，実に神々しいものであった。

東京地学協会はここに，90余年の生涯を地理学の研究に献身された日本地理学の代表者であり恩人である辻村太郎先生の御逝去に対し，深く哀悼の意を表し，本協会への永年に亘る御尽力を感謝するとともに，改めて先生の不滅の業績と高潔な人格を偲び，限りなき敬慕の念を捧げる次第である。

著作目録

主要な著書

地形学　大正12年　古今書院

西部日本南北両帯の地形的特性　大正12年　信濃教育会上水内部会

陸の科学（小学生全集　60）　昭和3年　興文社・文芸春秋社

日本地形誌　昭和４年　古今書院
瀬戸内海の地形成因論　昭和４年　和歌山県師範学校地歴部
環太平洋地域の地理（岩波講座地理学）　昭和６年　岩波書店
断層地形（同上）　昭和７年　岩波書店
乾燥地形・氷蝕地形およびカルスト地形（同上）　昭和７年　岩波書店
景観の研究（同上）　昭和７年　岩波書店
古地文学（岩波講座生物学　７）　昭和７年　岩波書店
景観地理学（１，２）（地理学講座13，15）　昭和７年　地人書館
新考地形学　第一巻　昭和７年，同第二巻　昭和８年　古今書院
景観地域（岩波講座地理学）　昭和８年　岩波書店
景観地理学講話　昭和12年　地人書館
景観地理学（地理学講座　６）　昭和12年　地人書館
続晩秋記　昭和15年　古今書院
山（岩波新書　63）　昭和15年　古今書院
晩秋記　昭和16年　古今書院
文化地理学（岩波全書　105）　昭和17年　岩波書店
断層地形論考　昭和17年　古今書院
断層地形図説　昭和18年　古今書院
島の地理物語（日本叢書　74）　昭和21年　生活社
海岸の地理（平凡社全書）　昭和23年　平凡社
地形の話　昭和24年　古今書院
Distribution Maps on the Regional Geographical Study of Japan (Compiled by T. TSUJIMURA). Science Council of Japan. 1952
写真地誌日本　昭和27年　大日本雄弁会講談社　（田中　薫と共に監修）
地理学序説——地形と景観（教養全書）　昭和29年　有斐閣
景観論（新地理学講座　２）　昭和30年　朝倉書店
地形学総論・気候地形（同上　３）　昭和31年　朝倉書店
日本の景観　昭和33年　東都書房
日本の山水　昭和33年　宝文館
黄葉集　昭和34年　古今書院
白雲青山　昭和56年　財団法人国土地理協会

主要な論文

日本アルプスと既往の氷河　山岳　６　明治44年
本邦のカールは氷河之を形作りしや否や　地質学雑誌　20　大正２年
火山島蝕磨輪廻　地質学雑誌　24　大正６年
神津島新島調査報告　震災予防調査会報告　89　大正７年
断層に因る地形数種　東洋学芸雑誌　36　大正８年
天龍川流域の地形　地学雑誌　31　大正８年
信州伊那の山間盆地と段丘並に天龍峡の峡谷　地質学雑誌　26　大正８年
三宅島雑観　地質学雑誌　26　大正８年
日本の海岸の地形　現代の科学　８　大正８，９年

山嶽諸相　山岳　14　大正９年
日本の高山形　地学雑誌　35　大正12年
断層崖及び断層線崖　地質学雑誌　30　大正12年
西南日本中央線の地形的意義　地質学雑誌　31　大正13年
先志摩の海岸地形――隆起海蝕台地に対する考察　地球　3　大正14年
日本の海岸地形に関する二，三の問題　東洋学芸雑誌　41　大正14年
東京地質調査の結果と地形との関係　地理学評論　1　大正14年
亜細亜の構造に関するアルガンの研究　地理学評論　1　大正14年
断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造　地理学評論　2　大正15年
複断層崖の発達　地質学雑誌　33　大正15年
飛驒山脈の北端における断層崖の一形式　地理学評論　2　大正15年
伊豆諸島の聚落　地球　5　大正15年
日本における海岸地形の分布　東洋学芸雑誌　44　昭和３年
日本群島の海岸地形　自然科学　3　昭和３年
Coast Topography of the Japanese Islands. Programme and Abstracts of Papers. 3rd Pan-Pacific Science Congress Tokyo 1926. 1928
文化景観の形態学　地理学評論　6　昭和5年
紀伊半島における海岸段丘の高度分布より見たる地盤運動の性質 地理学評論 6 昭和５年（河田四郎と共著）
Some Peculiar Fault Topographies on the Coasts of Setouchi. Proceedings, 4th Pacific Science Congress Java 1929. 1930
山崎博士と日本の地理学　山崎直方論文集後編　付　昭和６年
東北日本の断層盆地　地理学評論　8　昭和７年
丹那盆地――火山錐面の地形的断裂　大塚地理学論文集　1　昭和８年
甲斐国千丈岳カール底の羊状岩　科学　3　昭和８年
甲斐国駒ケ岳及び仙丈ケ岳の地形学的観察　地理学評論　10　昭和９年
地理学探検の変遷　科学　4　昭和９年
新期の運動による断層地形　地理学評論　10　昭和９年　（淡路正三と共著）
日本群島付近における島嶼の分類及び分布　地理学評論　11　昭和10年　（山口貞夫と共著）
鹿島鎗岳付近の地形に就いて　地理学評論　11　昭和10年
支那の地形並に景観　地学雑誌　51　昭和14年
笠置山地の山麓崖　地理学評論　17　昭和16年
国立公園の地形と景観　地学雑誌　58　昭和24年
小島烏水と日本アルプスの氷河地形　山岳　44　昭和24年
日本における断層地形の研究――省察と予想　東大地理学研究　1　昭和25年
火山性構造盆地　内田寛一先生還暦記念地理学論文集（下）　昭和26年
日本の準平原問題　東大地理学研究　2　昭和27年
三段峡と八幡高原　東大地理学研究　3　昭和29年
外国地理学の現状　地学雑誌　63　昭和29年
千曲川流域の河岸段丘　日大文学部研究年報５（２）　昭和29年
立山剣沢カール内の氷河底堆石　日大文学部研究年報　7（２）　昭和29年
本州山地の氷河堆積物　地学雑誌　70　昭和36年

協会記事

理事会（昭和58年度第8回　昭和59年3月30日）
出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長，坂倉，佐藤（茂），奈須，前島，肥田，西川各理事，佐藤（久）・佐藤（恭）両監事

議　事：

1. 会員の入退会
 入会者：笠原芳雄，森　喜義，太田茁司，武内寿久祢，榧根　勇，宮島　弘，下鶴大輔　以上7名
 退会者：種子田定勝　以上1名　死去退会
2. 昭和59年度第1回評議員会は5月12日（土）14:00～15:30に開催することを決定した。
3. 昭和59年度総会（第105回）は5月26日（土）15:30～17:00に開催することを決定した。
4. 総会および評議員会の議題を次のように決定した。
 (1) 昭和58年度事業報告及び収支決算（案）
 (2) 貸借対照表及び財産目録（案）
 (3) 日本地学史資料調査委員会の終結の件
 (4) 名誉会員推薦の件
 (5) 昭和59年度事業計画及び収支予算（案）
5. 総会当日13:20～15:20に春季講演会を下記により開催することにした。
 (1) 長谷紘和（地質調査所　地殻熱探査課長）
  「画像データによる地質評価」
 (2) 丸安隆和（東京理科大学教授）
  「鳴門の渦潮とリモートセンシング」
6. 昭和59年度研究調査助成に関し，対象選考委員会の結論につき奈須理事より報告があり，全員の賛同を得て下記の通り決定した。
 (1) 火山島の自然環境変遷とその人為との相互作用に関するシステム科学的研究
  申請者　会員　浜田隆士君
  助成額　300,000円
 (2) 沖縄トラフ中央地溝の北方延長の研究・調査
  申請者　会員　木村政昭君
  助成額　300,000円
 (3) 富士川断層北方延長部の調査研究
  申請者　会員　恒石幸正君
  助成額　300,000円
 (4) 東亜における古植物の分布と変遷の過程に関する研究
  申請者　会員　木村達明君
  助成額　467,500円
 (5) ニュージーランドにおける第三系産単体サンゴの種内変異と古地理に関する基礎的研究
  申請者　会員　森　啓君
  助成額　375,500円
7. 名誉評議員　飯本信之，小林貞一及び三土知芳の3氏を5月26日総会において名誉会員に推薦することを決めた。
8. 協会賞メダルは従来のメダルと同サイズとし洋銀で作成することにした。
9. 日本地学史資料調査委員会の最終報告の内容につき坂倉理事より説明があり，同委員会の3月末解散を承認した。なお12年間委員長として成果を上げられた小林貞一委員長に感謝状を贈ることにした。

地学雑誌特別号委員会（昭和59年度第2回　昭和59年4月14日）
出席者：坂倉委員長，飯山，佐藤（久），諏訪，奈須，前島各委員

議　事：

1. 最近の地学―1984の候補テーマ40件に対する各委員のＡＢＣ評価をもとに討議の上15件と補欠1件を内定した。
2. 15件の執筆者の確認と正式論文題名を4月末日迄にまとめることにした。
3. 最近の地学―1984の編集方法の変更を検討することにした。

会館委員会（59年度第1回　昭和59年4月24日）
出席者：梅沢委員長，石和田，片山，坂倉，式，肥田，矢沢各委員，有田事務局長

議　事：

1. 貸室利用状況報告　昭和58年3月25日より昭和59年3月21日まで，会議室127件，講

堂13件，計1,240,000円の報告が事務局長よりあった。

2．58年度会館会計報告及び59年度会館合計予算について委員長より資料にもとづき説明があった。

3．その他，かねてより検討することになっていた貸室料について，その規約を一部改定することが検討された。

評議員会（59年度第1回　昭和59年5月12日）

出席者：佐藤光之助副会長以下12名，委任状提出者27名　合計39名
佐藤（久），佐藤（恭）両監事

議　事：

1．昭和58年度事業報告（案）について説明があり，全員の賛成を得た。

2．昭和58年度収支決算（案）について説明があり，全員の賛成を得た。

3．昭和58年度貸借対照表及び財産目録（案）について説明があり，全員の賛成を得た。

4．昭和59年度事業計画（案）について説明があり，全員の賛成を得た。

5．昭和59年度収支予算（案）について説明があり，全員の賛成を得た。

6．飯本信之，小林貞一，三土知芳の3氏を名誉会員に推薦したい旨理由の説明があり，全員の賛成を得た。

7．日本地学史資料調査委員会は小林貞一会員を委員長として昭和47年設立，12年にわたって活動を続け，概ね初期の目的を達して59年3月末解散した旨報告があった。

第105回通常総会（昭和59年5月26日）

出席者：和達会長以下38名，委任状提出者307名　合計345名

議　事：

1．昭和58年度事業報告書（案）

2．昭和58年度収支計算書（案）

3．昭和58年度貸借対照表及び財産目録（案）

以上3件の説明の後，佐藤　久監事より監査報告があり，3件とも承認された。

4．昭和59年度事業計画（案）

5．昭和59年度収支予算（案）

以上2件の説明があり，2件とも承認された。

6．飯本信之・小林貞一・三土知芳の3氏を名誉会員に推薦し協会賞を贈呈したい旨理由の説明があり，全員の賛成を得た。

編集委員会（59年度第2回　昭和59年6月4日）

出席者：前島委員長，石川，井上，式，浜田，山口各委員

議　事：第93巻5号の編集について審議した。

編集委員会（59年度第2回　昭和59年7月2日）

出席者：前島委員長，石川，神戸，式，鎮西，松田，山本各委員

議　事：第93巻5号の編集について審議し，掲載論文等を決定した。

ストックホルム大学教授　V．シット氏講演会

日時・場所：9月26日　15時　地学会館
演題：「Ymer 80 北氷洋学術調査の成果」
出席希望の方は事前に事務局にお電話下さい。

会員各位

財団法人沖縄協会会長　茅　誠司殿より“昭和59年度（第6回）沖縄研究奨励賞候補者推薦について”「奨励賞規定」，「応募について」の書類が来ています。自然科学・社会科学・人文科学の研究者2件に対し各金50万円を贈る。年齢は50歳以下，推薦は9月末日締切。応募用紙等必要な方は事務局までお申し込み下さい。

社団法人　東京地学協会
一般会計　収　支　計　算　書

昭和58年度　第105期　(自昭和58年4月1日 至昭和59年3月31日)　(単位：円)

Ⅰ 収入支出の予算	予算額	決算額	差異	備考
1 収入の部				
科目				
1. 会費収入	2,270,000	2,437,300	167,300	
正会員会費収入	2,000,000	2,177,300	177,300	
賛助会員会費収入	270,000	260,000	▲10,000	
2. 基本財産運用収入	360,000	375,669	15,669	
基本財産利息収入	270,000	287,685	17,685	
百周年記念基金利息収入	90,000	87,984	▲2,016	
3. 事業収入	22,400,000	29,844,742	7,444,742	
地学雑誌収入	1,500,000	3,110,060	1,610,060	
受託頒布地質図幅収入	19,000,000	24,146,769	5,146,769	
月報:報告収入	1,000,000	876,300	▲123,700	
手数料収入	900,000	1,711,613	811,613	
4. 雑収入	250,000	1,006,622	756,622	
受取利息	150,000	405,141	255,141	
雑収入	100,000	601,481	501,481	
5. その他の収入	17,000,000	24,200,000	7,200,000	
(1) 繰入金収入	17,000,000	24,200,000	7,200,000	
会館特別会計繰入金収入	15,000,000	23,000,000	8,000,000	
研究調査助成金振当金収入	2,000,000	1,200,000	▲800,000	
前期繰越収支差額	12,687,354	12,687,354	0	
収入額合計 (A)	54,967,354	70,551,687	15,584,333	
2. 支出の部				
科目				
1. 事業費支出	32,473,477	40,436,873	7,963,396	
(2) 出版事業費支出	29,843,477	39,015,433	9,171,956	
給料手当	2,912,434	3,125,717	213,283	
退職掛金	220,400	133,300	▲87,100	
福利厚生費	152,552	188,013	35,461	
地学雑誌出版費	7,000,000	8,327,614	1,327,614	
受託頒布地質図幅事業費	14,000,000	18,191,726	4,191,726	
地学雑誌特別号発刊費	1,300,000	1,831,050	531,050	
月報:報告支出	1,000,000	747,890	▲252,110	
消耗品費	150,000	138,772	▲11,228	
旅費交通費	90,000	66,020	▲23,980	
通信運搬費	400,000	189,535	▲210,465	
水道光熱費	400,000	437,007	37,007	

Ⅰ 収入支出の予算	予算額	決算額	差異	備考
租税公課	500,000	443,889	▲56,111	
火災保険料	3,425	8,989	5,564	
支払報酬	466,666	508,080	41,414	
会議費	150,000	149,580	▲420	
管理委託費	528,000	553,666	25,666	
修繕費	120,000	36,800	▲83,200	
交際費	50,000	48,953	▲1,047	
雑費	400,000	227,158	▲172,842	
退職金	0	3,661,674	3,661,674	
(2) その他の事業支出	2,630,000	1,421,440	▲1,208,560	
図書費	400,000	0	▲400,000	
調査研究助成金	2,000,000	1,198,000	▲802,000	
地学クラブ費	230,000	223,440	▲6,560	
2. 管理費支出	6,943,478	10,097,080	3,153,602	
給料手当	2,912,434	3,125,717	213,283	
退職掛金	220,400	133,300	▲87,100	
福利厚生費	152,552	188,013	35,461	
消耗品費	150,000	138,772	▲11,228	
印刷費	400,000	184,507	▲215,493	
旅費交通費	90,000	66,020	▲23,980	
通信運搬費	400,000	189,535	▲210,465	
水道光熱費	400,000	437,007	37,007	
租税公課	500,000	439,320	▲60,680	
火災保険料	3,425	8,978	5,553	
支払報酬	466,667	508,080	41,413	
会議費	150,000	149,580	▲420	
管理委託費	528,000	553,666	25,666	
修繕費	120,000	36,800	▲83,200	
交際費	50,000	48,953	▲1,047	
雑費	400,000	227,158	▲172,842	
退職金	0	3,661,674	3,661,674	
3. その他の支出	6,392,000	1,101,092	▲5,290,908	
(1) 各種委員会費支出	1,392,000	1,101,092	▲290,908	
地学史資料調査委員会費	186,000	180,040	▲5,960	
行事委員会費	142,400	217,672	75,272	
経理委員会費	63,600	10,000	▲53,600	
図書委員会費	800,000	646,380	▲153,620	
庶務委員会費	200,000	28,000	▲172,000	
助成委員会費	0	19,000	19,000	
(2) 予備費	5,000,000	0	▲5,000,000	
支出額合計(B)	45,808,955	51,635,045	5,826,090	
次期繰越収支差額(C=A-B)	9,158,399	18,916,642	9,758,243	

借入金限度額　該当なし

II　正味財産増減計算の部

1)　増加の部

科　　目	決　算　額	備　　考
前期繰越増減差額	▲2,245,768	
退職給与積立金取崩額	2,175,412	
増加額合計（D）	▲70,356	

2)　減少の部

科　　目	決　算　額	備　　考
資産減少額		
減価償却費	4,226,030	
退職給与積立繰入	84,960	
減少額合計（E）	4,310,990	
次期繰越増減差額（F＝D－E）	▲4,381,346	
剰余金合計（G＝C＋F）	14,535,296	

社団法人　東京地学協会

一般会計　貸　借　対　照　表

昭和59年３月31日現在　　　　（単位：円）

科　　目	前期末残高	当期末残高	増　　減	備　　考
資　産　の　部				
I　流動資産				
1．現金預金	7,904,835	3,228,518	▲4,676,317	
2．受託頒布地質図幅等	8,970,906	9,198,947	228,041	
3．立替金	30,260	7,180	▲23,080	
流動資産合計	16,906,001	12,434,645	▲4,471,356	
II　固定資産				
(1) 有形固定資産				
1．図書	706,113	706,113	0	
2．什器備品	2,270,457	1,676,361	▲594,096	
3．土地	2,225,340	2,225,340	0	
有形固定資産合計	5,201,910	4,607,814	▲594,096	
(2) 無形固定資産				
1．電話加入権	92,680	92,680	0	
無形固定資産合計	92,680	92,680	0	
(3) 投資等				
1．投資有価証券	6,959,157	10,759,157	3,800,000	

科　　目	前期末残高	当期末残高	増　減	備　考
投資等合計	6,959,157	10,759,157	3,800,000	
固定資産合計	12,253,747	15,459,651	3,205,904	
資産合計	29,159,748	27,894,296	▲1,265,452	
負債の部				
I 流動負債				
1. 預り金	33,595	238,313	204,718	
2. 会館会計勘定	9,423,133	6,994,933	▲2,428,200	
流動負債合計	9,456,728	7,233,246	▲2,223,482	
II 固定負債				
1. 退職給与積立金	4,591,434	1,455,754	▲3,135,680	
固定負債合計	4,591,434	1,455,754	▲3,135,680	
負債合計	14,048,162	8,689,000	▲5,359,162	
正味財産の部				
I 基金				
1. 基本金	3,500,000	3,500,000	0	
2. 百周年記念基金	1,170,000	1,170,000	0	
基金合計	4,670,000	4,670,000	0	
II 剰余金				
1. 剰余金	10,441,586	14,535,296	4,093,710	
剰余金合計	10,441,586	14,535,296	4,093,710	
正味財産合計	15,111,586	19,205,296	4,093,710	
負債及び正味財産合計	29,159,748	27,894,296	▲1,265,452	

社団法人　東京地学協会
会館会計　損　益　計　算　書

昭和58年度　第105期　(自昭和58年4月1日 至昭和59年3月31日)　　(単位：円)

（収入の部）

科　目	予算額	決算額	差　異	備　考
1. 会館収入				
(1) 会館賃貸収入	67,622,000	67,622,688	688	
(2) 臨時賃貸収入	480,000	1,240,000	760,000	
(会館収入計)	68,102,000	68,862,688	760,688	
2. 利子収入	1,462,000	1,41,2669	179,269	
3. 退職給与積立金取崩額	0	1,087,708	1,087,708	
収入合計	69,564,000	71,591,665	2,027,665	

（支出の部）

科　目	予算額	決算額	差　異	備　考
I 会館事業費				
(1) 人件費				
給料手当	2,912,434	3,125,718	213,284	
退職掛金及び引当額	315,560	175,780	▲139,780	
退職金	0	3,661,676	3,661,676	
福利厚生費	152,552	188,015	35,463	
(人件費計)	3,380,546	7,151,189	3,770,643	
(2) 管理費				
消耗品費	150,000	138,774	▲11,226	
旅費交通費	90,000	66,020	▲23,980	
通信運搬費	400,000	189,535	▲210,465	
水道光熱費	400,000	437,007	37,007	
租税公課	11,650,000	10,605,486	▲1,044,514	
火災保険料	129,000	111,313	▲17,687	
支払報酬	466,666	508,080	41,414	
会館委員会費	182,000	24,000	▲158,000	
管理委託費	528,000	618,668	90,668	事務委託費を含む
修繕費	120,000	36,800	▲83,200	
交際費	50,000	48,953	▲1,047	
会議費	100,000	149,580	49,580	
雑費	400,000	227,160	▲172,840	
(管理費計)	14,665,666	13,161,376	▲1,504,290	
(3) 減価償却費	18,387,325	20,305,051	1,917,726	
会館事業費合計	36,433,537	40,617,616	4,184,079	

科　　目	予 算 額	決 算 額	差　　異	備　　考
2. 支 払 利 息	14,432,000	13,910,623	▲521,377	
3. 研究調査助成金振当金一般会計繰入金	2,000,000	1,200,000	▲800,000	
4. 一般会計繰入金	15,000,000	23,000,000	8,000,000	
支　出　合　計	67,865,537	78,728,239	10,862,702	
当 期 収 支 差 額	1,698,463	▲7,136,574	▲8,835,037	
合　　計	69,564,000	71,591,665	2,027,665	

社団法人　東京地学協会
会館会計　貸　借　対　照　表
昭和59年3月31日現在　　　　　　(単位：円)

科目	前期末残高	当期末残高	増減	備考
資産の部				
I 流動資産				
1. 現金預金	27,695,473	26,503,890	▲1,191,583	
2. 一般会計勘定	9,423,133	6,994,933	▲2,428,200	
流動資産合計	37,118,606	33,498,823	▲3,619,783	
II 固定資産				
(1) 有形固定資産				
1. 建物	482,260,954	482,260,954	0	
減価償却引当金	▲105,205,484	▲128,294,718	▲23,089,234	
2. 構築物	3,080,000	3,080,000	0	
減価償却引当金	▲730,664	▲895,525	▲164,861	
3. 什器備品	698,000	2,127,000	1,429,000	
減価償却引当金	▲104,265	▲387,155	▲282,890	
有形固定資産合計	379,998,541	357,890,556	▲22,107,985	
(2) 投資等				
1. 投資有価証券	10,000,000	10,000,000	0	
投資等合計	10,000,000	10,000,000	0	
固定資産合計	389,998,541	367,890,556	▲22,107,985	
資産合計	427,117,147	401,389,379	▲25,727,768	
負債の部				
I 流動負債				
1. 短期借入金	20,000,000	20,000,000	0	
流動負債合計	20,000,000	20,000,000	0	
II 固定負債				
1. 長期借入金	168,000,000	148,000,000	▲20,000,000	
2. 敷金	32,402,538	33,811,344	1,408,806	
3. 受入保証金	238,714,000	238,714,000	0	
固定負債合計	439,116,538	420,525,344	▲18,591,194	
負債合計	459,116,538	440,525,344	▲18,591,194	

科　　　　目	前期末残高	当期末残高	増　　減	備　　考
正 味 財 産 の 部				
I 欠　損　金				
1. 次期繰越欠損金	31,999,391	39,135,965	7,136,574	
うち当期利益（又は損失）	4,098,097	(7,136,574)	▲11,234,671	
欠 損 金 合 計	31,999,391	39,135,965	7,136,574	
正 味 財 産 合 計	▲31,999,391	▲39,135,965	▲7,136,574	
負債及び正味財産合計	427,117,147	401,389,379	▲25,727,768	

社団法人　東京地学協会

財　産　目　録

昭和59年3月31日現在　　(単位：円)

科　目	一般会計	会館会計	合　計
(資産の部)			
I 流動資産			
1. 現金預金			
(1) 現　金			
現　金	336,734	67,739	404,473
(2) 普通預金			
第一勧銀飯田橋支店	372,992	15,151,572	15,524,564
第一勧銀麹町支店	1,247,896	0	1,247,896
三菱麹町支店	12,537	0	12,537
住友信託東銀座支店	546,083	3,284,579	3,830,662
(3) 金銭信託			
安田信託本店	52,891	0	52,891
(4) 振替貯金			
振替貯金	659,385	0	659,385
(5) 定期預金			
第一勧銀飯田橋支店	0	8,000,000	8,000,000
現金預金計	3,228,518	26,503,890	29,732,408
2. 受託頒布地質図幅等			
販売用受託頒布地質図外	9,198,947	0	9,198,947
3. 立替金	7,180	0	7,180
4. 一般会計勘定	0	6,994,933	6,994,933
流動資産計	12,434,645	33,498,823	45,933,468
II 固定資産			
1. 有形固定資産			
(1) 建　物			
千代田区二番町12-2　2927.48m²	0	353,966,236	353,966,236
(2) 構築物			
千代田二番町12-2	0	2,184,475	2,184,475
(3) 図　書			
CHINA 第2巻外	706,113	0	706,113
(4) 什器備品			
カーペット・複写機外	1,676,361	1,739,845	3,416,206
(5) 土　地			
千代田区二番町12-2　505.04m²	2,225,340	0	2,225,340
有形固定資産計	4,607,814	357,890,556	362,498,370

科　　目	一般会計	会館会計	合　計
2. 無形固定資産			
(1) 電話加入権			
03(261)0809　外2本	92,680	0	92,680
無形固定資産計	92,680	0	92,680
3. 投資等			
(1) 国債			
6.5%利付外　額面400千円	199,157	0	199,157
(2) 貸付信託（住友信託・安田信託）			
百周年記念基金引当有価証券	1,170,000	0	1,170,000
基本財産引当有価証券	3,500,000	0	3,500,000
退職給与引当有価証券	3,000,000	0	3,000,000
投資有価証券	2,890,000	10,000,000	12,890,000
投資等計	10,759,157	10,000,000	20,759,157
固定資産計	15,459,651	367,890,556	383,350,207
資産合計	27,894,296	401,389,379	429,283,675
（負債の部）			
I 流動負債			
1. 預り金			
(1) 職員給与源泉所得税外	238,313	0	238,313
2. 短期借入金			
(1) 住友信託証書借入金	0	20,000,000	20,000,000
3. 会館会計勘定	6,994,933	0	6,994,933
流動負債計	7,233,246	20,000,000	27,233,246
II 固定負債			
1. 長期借入金			
(1) 住友信託証書借入金	0	148,000,000	148,000,000
2. 敷金			
(1) 第一建築サービス(株)	0	33,811,344	33,811,344
3. 受入保証金			
(1) 第一建築サービス(株)	0	238,714,000	238,714,000
4. 退職給与積立金	1,455,754	0	1,455,754
固定負債計	1,455,754	420,525,344	421,981,098
負債合計	8,689,000	440,525,344	449,214,344
正味財産合計	19,205,296	▲39,135,965	▲19,930,669
負債正味財産合計	27,894,296	401,389,379	429,283,675

社団法人　東京地学協会
一般会計　収　支　予　算
昭和59年度　第106期

（収入の部）　　　　　　　　　　　　　　　　（単位：円）

科　　目	予算額	前年度予算額	増　減	
1. 会費収入	2,400,000	2,270,000	130,000	
正会員会費収入	2,100,000	2,000,000	100,000	
賛助会員会費収入	300,000	270,000	30,000	
2. 基本財産運用収入	360,000	360,000	0	
基本財産利息収入	270,000	270,000	0	
百周年記念基金利息収入	90,000	90,000	0	
3. 事業収入	20,800,000	22,400,000	▲1,600,000	
地学雑誌収入	2,300,000	1,500,000	800,000	
受託頒布地質図幅収入	16,000,000	19,000,000	▲3,000,000	
月報：報告収入	1,000,000	1,000,000	0	
手数料収入	1,500,000	900,000	600,000	
4. 雑収入	400,000	250,000	150,000	
受取利息	250,000	150,000	100,000	
雑収入	150,000	100,000	50,000	
5. 繰入金収入	18,000,000	17,000,000	1,000,000	
会館特別会計繰入金収入	15,000,000	15,000,000	0	
研究調査助成金振当金収入	3,000,000	2,000,000	1,000,000	
当期収入額合計	41,960,000	42,280,000	▲320,000	

（支出の部）

科　　目	予算額	前年度予算額	増　減	
1. 事業費支出	33,050,000	32,473,477	576,523	
(1) 出版事業費支出	29,420,000	29,843,477	▲423,477	
給料手当	2,300,000	2,912,434	▲612,434	
退職掛金	200,000	220,400	▲20,400	
福利厚生費	130,000	152,552	▲22,552	
地学雑誌出版費	8,500,000	7,000,000	1,500,000	
地学雑誌特別号発刊費	1,900,000	1,300,000	600,000	
受託頒布地質図幅事業費	12,000,000	14,000,000	▲2,000,000	
月報：報告支出	1,000,000	1,000,000	0	
消耗品費	150,000	150,000	0	
旅費交通費	90,000	90,000	0	
通信運搬費	400,000	400,000	0	
水道光熱費	400,000	400,000	0	
租税公課	500,000	500,000	0	
火災保険料	10,000	3,425	6,575	
支出報酬	500,000	466,666	33,334	

科　　　目	予　算　額	前年度予算額	増　　減	
会　議　費	180,000	150,000	30,000	
管理委託費	580,000	528,000	52,000	
修　繕　費	120,000	120,000	0	
交　際　費	60,000	50,000	10,000	
雑　　費	400,000	400,000	0	
(2) その他の事業支出	3,630,000	2,630,000	1,000,000	
図　書　費	400,000	400,000	0	
調査研究助成金	3,000,000	2,000,000	1,000,000	
地学クラブ費	230,000	230,000	0	
2. 管理費支出	7,080,000	6,943,478	136,552	
給料手当	2,300,000	2,912,434	▲612,434	
退職掛金	200,000	220,400	▲20,400	
福利厚生費	130,000	152,552	▲22,552	
消耗品費	150,000	150,000	0	
印　刷　費	1,060,000	400,000	660,000	
旅費交通費	90,000	90,000	0	
通信運搬費	400,000	400,000	0	
水道光熱費	400,000	400,000	0	
租税公課	500,000	500,000	0	
火災保険料	10,000	3,425	6,575	
支出報酬	500,000	466,667	33,333	
会　議　費	180,000	150,000	30,000	
管理委託費	580,000	528,000	52,000	
修　繕　費	120,000	120,000	0	
交　際　費	60,000	50,000	10,000	
雑　　費	400,000	400,000	0	
3. その他の支出	2,392,000	6,392,000	▲4,000,000	
(1) 各種委員会支出	1,392,000	1,392,000	0	
日本地学史編纂検討委員会費	186,000	186,000	0	
行事委員会費	142,400	142,400	0	名称変更
経理委員会費	63,600	63,600	0	
図書委員会費	800,000	800,000	0	
庶務委員会費	200,000	200,000	0	
(2) 予　備　費	1,000,000	5,000,000	▲4,000,000	
当期支出額合計	42,522,000	45,808,955	▲3,286,955	
当期収支差額	▲562,000	▲3,528,955	2,966,955	
前期繰越収支差額	18,916,642	12,687,354	6,229,288	
次期繰越収支差額	18,354,642	9,158,399	9,196,243	

社団法人　東京地学協会

会館会計　収　支　予　算

(収入の部)　　昭和59年度　第106期　　(単位：円)

科　　目	予　算　額	前年度予算額	増　　減
1. 会館収入			
(1) 会館賃貸収入	70,440,000	67,622,000	2,818,000
(2) 臨時賃貸収入	720,000	480,000	240,000
(会館収入計)	71,160,000	68,102,000	3,058,000
2. 利子収入	1,490,000	1,462,000	28,000
3. 雑収入	0	0	0
収入合計	72,650,000	69,564,000	3,086,000

(支出の部)

科　　目	予　算　額	前年度予算額	増　　減
1. 会館事業費			
(1) 人件費			
給料手当	2,300,000	2,912,434	▲612,434
退職掛金及び繰入額	180,000	315,560	▲135,560
福利厚生費	130,000	152,552	▲22,552
(人件費計)	2,610,000	3,380,546	▲770,546
(2) 管理費			
消耗品費	150,000	150,000	0
旅費交通費	90,000	90,000	0
通信運搬費	400,000	400,000	0
水道光熱費	400,000	400,000	0
租税公課	10,000,000	11,650,000	▲1,650,000
火災保険料	129,000	129,000	0
支払報酬	500,000	466,666	33,334
会館委員会費	215,000	182,000	33,000
会議費	100,000	100,000	0
管理委託費	580,000	528,000	52,000
修繕費	2,100,000	120,000	1,980,000
交際費	50,000	50,000	0
雑費	400,000	400,000	0
(管理費計)	15,114,000	14,665,666	448,334
(3) 減価償却費	18,720,000	18,387,325	332,675
会館事業費合計	36,444,000	36,433,537	10,463
2. 支払利息	12,600,000	14,432,000	▲1,832,000
3. 研究調査助成金振当金繰入金	3,000,000	2,000,000	1,000,000
4. 一般会計繰入金	15,000,000	15,000,000	0
支出合計	67,044,000	67,865,537	▲821,537
当期収支差額	5,606,000	1,698,463	3,907,537
合　　計	72,650,000	69,564,000	3,086,000

東京地学協会 取扱い出版物

▲印　新刊

日本地質図　〒 450円

No. 5，日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No. 8，日本温泉分布図　｜組の場	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧｜合1,950 〒 500円	〃	930
No. 9，日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11，日本の火山（2版）	〃	1,350
No.13，日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14，日本鉱床生成図(鉱種・時代)	〃	720
No.15-1，日本鉱床生成図 (モリブデン・タングステン・錫)	〃	940
No.16-1，絶対年代図(花崗岩)	〃	650
No.16-2，絶対年代図(変成岩)	〃	900
No.17-1，粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4，日本鉱床分布図 (銅・鉛・亜鉛・マンガン)	〃	3,010
No.17-5,6，日本鉱床分布図 (金・銀・水銀・硫黄・石膏)	〃	2,120
No.18，日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19-1，日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧	〃	990
No.20，日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21，日本温泉放熱量分布図	〃	1,310

A．日本地質図 第3版 (1968，凡例英文)	縮尺1/500万	560
B．日本の地質概要　第3版(1975)	A5，英文61頁	770
C．日本地質図 第4版 (1982，凡例英文)	縮尺1/500万	1,340

AとB組合せの場合1,030円，BとC組合せの場合1,810円

地質構造図　〒 450円

No.1，秋田	縮尺1/ 50万	890
No.4，伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5，信越地域活構造図	1/ 20万	1,560
No.6，秋田・山形地域活構造図	1/ 20万	2,060

特殊地質図　〒 450円

No.11，山形市北部　説明書付	縮尺1/ 5万	850
No.13，佐世保北部	1/2.5万	850
No.15，石狩沖積低地　説明書付	1/ 10万	1,240
No.17，鬼首	1/2.5万	650
No.20，東京湾とその周辺地域 説明書のみ	1/ 10万	1,080
No.21-1，豊肥地熱地域地質図 説明書付	1/ 10万	2,310
No.22，静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/ 20万	780

活構造図　〒 450円

▲No.4，札幌	縮尺1/ 50万	1,590
No.6，秋田	〃	1,710
▲No.7，新潟	〃	1,700
No.8，東京	〃	1,620
No.11，京都	〃	1,660
No.13，高知	〃	1,460
▲No.15，鹿児島	〃	1,440

水理地質図　〒 450円

No. 4，山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/ 5万	650円
No. 5，香東川・土器川・財田川流域 説明書付	1/ 10万	650
No. 6，愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 7，千葉西部	1/ 10万	650
No. 8，奈良県大和川流域	1/ 5万	650
No.11，長野県松本盆地　説明書付	1/ 5万	650
No.12，兵庫県南西部　説明付	1/ 10万	650
No.13，佐賀・福岡県筑後川中流域	1/ 5万	650
No.15，都城盆地　説明書付	1/ 10万	650
No.16，仙台湾臨海地域	1/ 10万	840
No.17，高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18，福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/ 5万	650
No.19，熊本県白川・黒川流域	1/ 5万	650
No.20，鳥取県日野川流域	1/ 5万	840
No.21，福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22，山梨・長野県釜無川上流域	1/ 5万	1,110
No.23，長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/ 5万	1,390
No.24，長野県千曲川中流域	1/ 5万	1,390
No.25，島原半島	1/ 5万	1,510
No.26，長崎県諫早・北高地区	1/ 5万	1,260
No.27，長野県上川・柳川・宮川流域	1/ 5万	1,260
No.28，福島県郡山盆地	1/ 5万	1,390
No.29，福島盆地	1/ 5万	1,540
No.30，甲府盆地	1/ 5万	1,530
No.31，長野県千曲川・犀川流域	1/ 5万	1,620
No.32，新潟県高田平野	1/ 5万	1,790
▲No.33，徳島県吉野川下流域	1/ 5万	1,390

火山地質図　〒 350円

No.1，桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2，有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
No.3，草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図		〒1000円
〔北海道・本州・九州〕(20地域)	縮尺1/ 5万	3,730

日本地質図索引図第2集（I）(1960～69)	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第2集（II）(1960～69)	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第3集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第4集（1975～79）	〒1000円	6,000

▲地　質　図　目録図　1984年版　〒 300円 (既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの)	800

斉藤報恩会発行，増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950-1974）（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円，第一地帯 800円，第二 950円，第三 1,100円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

日本炭田図 〒 500円（1.2.8.13は都内 700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円）

No. 1，常磐炭田図	説明書付	縮尺1/　5万	1,760円
No. 2，北松炭田図	〃	1/2.5万	2,930
No. 3，留萌炭田大和地区	〃	1/2.5万	730
No. 4，常磐炭田泉地域	説明書付	1/　1万	730
No. 5，釧路炭田新縫別地域	〃	1/　1万	730
No. 6，石狩炭田東芦別地域	〃	1/　1万	1,330
No. 7，釧路炭田北西部	説明書付	1/　2万	1,330
No. 8，雨竜－留萌	〃	1/　2万	2,930
No. 9，佐世保市南西部	〃	1/　1万	1,330
No.10，新潟県赤谷	〃	1/　5000	1,330
No.12．佐世保西南部地域	〃	1/　1万	1,760
No.13，天北炭田地質図	組の場合	1/2.5万	4,190
炭層対比図炭柱図，	6,540円		2,650

海洋地質図　〒 450円

	縮尺	
No. 2，対島－五島海域表層底質図	1/　20万	1,350
No. 3，相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/　20万	1,840
No. 4，相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/　20万	1,630
No. 5，紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/　20万	1,700
No. 6，紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/　20万	1,280
No. 7，琉球島弧周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8，西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9，八戸沖表層堆積図(付図5)	1/　20万	2,350
No.10，八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/　20万	1,970
No.11，日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12，西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/　20万	2,440
No.13，日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14，北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15，日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16，紋別沖表層堆積図(付図3)	1/　20万	2,460
No.17，小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18，小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19，中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20，隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/　20万	2,530
No.21，中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
No.22，釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/　20万	2,710
No.23，日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24，房総半島東方海底地質図	1/　20万	2,570
▲No.25，釜石沖表層堆積図	1/　20万	2,770

空中磁気図　縮尺 $\frac{1}{20万}$　〒 450円

I．酒田－村上－弥彦－糸魚川海域 [$\frac{1}{50万}$ 1枚，$\frac{1}{20万}$ 3枚]	1,030円
II．稚内－利尻－遠別－留萌－札幌海域(4枚)	1,030
III．浜頓別－雄武－網走海域(2枚)	590
IV．御前崎－浜松－豊橋海域(2枚)	590
V．西九州長崎－川内海域(1枚)	590
VI，VII．気仙沼－磐城－日立－鹿島－鴨川海域(5枚)	1,030
VIII，IX，X．厚岸－襟裳－函館－積丹海域(7枚)	1,030
XI，XII．輪島－福井－陸奥－宮古－花巻海域(7枚)	1,030
XIII．福井－豊岡－隠岐海域(2枚)	590
XIV，XV，XVI．豊橋－串本－室戸－佐多岬海域(8枚)	1,550
XVII，XVIII．天北－十勝地域(2枚)	590
XIX，XX．日高－大雪地域(2枚)	590
XXI，XXII．奥尻－津軽－男鹿半島－酒田海域(4枚)	1,030
XXIII．五島列島－野母崎－男女群島－甑島海域(2枚)	1,030
XXIV．北見地域(2枚)	590
XXV．大隅半島－屋久島－種子島東方海域(2枚)	1,030
XXVI．佐渡相川－輪島－糸魚川－七尾海域(2枚)	1,030
XXVII．伊豆沖－相模灘－伊豆諸島－房総沖海域(3枚)	1,030
XXVIII．常磐沖東方海域(4枚)	1,030
XXIX．日本周辺海域　縮尺1/100万(3枚)	1,030
XXX．三陸沖東方海域(4枚)	1,030
XXXI．関東沖東方海域(4枚)	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧　縮尺 $\frac{1}{80尺}$　〒 450円

I．新第三紀後期－第四紀の鉱化作用	610
II．新第三紀の鉱化作用	590
III．古生代後期－第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図　〒 450円

No. 1，青山奥	縮尺1/　5万	820
No. 2，横浜（断面図，柱状図付）	1/1.5万	820
No. 3，横須賀	1/　2万	820
No. 5，五城目南部（断面図付）	1/1.5万	820
No. 7，魚沼（断面図2及び説明書付）	1/　5万	3,410 〒800円
No. 8，本宿（断面図，外1付）	1/2.5万	1,510
No. 9，七谷	1/2.5万	820
No.10，茂原(1/5万1枚，1/1.5万2枚)	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11，佐渡（南北2枚及び説明書付）	1/　5万	3,020 〒500円

東京地学協会 取扱い出版物

▲印　新刊

1/5万 地質図及び説明書 左上から定価の順，同一価格はアイウエオ順，△印説明書なし〕(　)内は地形図の名称

440円〒350円
△羽前金山

450円〒350円
△網走

460円〒450円
赤穂
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
飯田
石狩
今治西部
伊予三崎
岩内
岩館
宇部
宇部東部
襟裳岬
大垣
大迫
大畑
大屋市場
尾花沢
渡島小島
鬼鹿
小浜
飫肥
蟹田
海南
金沢
唐津
冠島
霧島山
串本
鞍岡
国分
甲府
小泊
昆布森
猿留
須坂
田沢湖
伯馬竹田
垂水
丹後由良
妻籠
土淵
都農
津山東部
都井岬
当別
動木
苫前
富高
那智
西方
沼田
鋸崎
羽幌
浜益
東茂住
燧岳
人首
平戸
船津
幌加内
本岐
幌泉
母衣月
神子元島
三日市
三厩
鵡川
森吉山
門別
焼尻島
湯本
吉野山
呼子
留萌

600円〒450円
△青谷・倉吉
荒島岳
伊万里
内之浦
渡島大島
大槌・霞露岳
大間・佐井
大村
蠣ノ浦
加治木
勝本・郷ノ浦・芦辺
金木
鹿屋
上里
川口
草津
小口瀬戸
三溪
志布志
城端
新宮・阿田和
周匝
川内
男女群島
達布
田並
太良鉱山
近川
月形
付知
徳舜瞥
仁位
根雨
羽島
八幡平
初浦
肥前高島付野母崎
日向青島
肥前江ノ島
深浦
三島
(伊予三島)
三田井
見付・掛塚
三宅島
焼石岳
八幡浜・伊予高山
陸中野田
涌谷
若柳

890円〒450円
△伊東
五所川原
△横田
脇野沢

1,390円〒450円
粟島
磯浜
稲取
伊良部島
岩沼
魚津
渡島福島
川尻
金華山
熊石
五城目
修善寺
下田
尻屋崎
多良間島
鶴居
利島
富江
那珂湊
野尻
都城
御蔵島
三崎
陸奥川内
屋久島西南部
八雲
米内沢

1,510円〒450円
羽後和田
▲国縫
小諸
酒田
知内
大樹
大正
館
多里
津幡
宮古島北部

1,840円〒450円
相沼
秋田
▲浅虫
浅舞
油川
石岡
上石見
木古内
静岡
千歳
▲名古屋北部
古川
本荘
神門
八ヶ岳
湯沢
遊楽部岳

2,390円〒500円
市野瀬
伊予鹿島・宿毛
魚貫崎及び牛深
大阪西北部
▲長万部
帯広
象潟
栗栖川
神津島
坂城
薩摩硫黄島
白木峰
▲須磨
太平山
竹田
蓼科山
津島
中甑
中浜
早岐
藤沢
三日町
宮古島
諸塚山
横浜
▲吉岡
与那国島
若桜

2,390円
〒 都内700円 / 第一地帯800円 / 第二地帯950円 / 第三〃 1,100円
浜松

2,510円〒500円
奥尻島北部及び南部

2,550円〒500円
岩国
松島

2,580円〒500円
信濃池田

2,610円〒500円
鴨川
▲塩釜

2,620円〒500円
亀山

2,670円〒500円
▲石巻

2,680円〒500円
▲四日市

2,700円〒500円
龍神

2,750円〒500円
▲御岳昇仙峡

2,760円〒500円
▲彦根西部

2,790円〒500円
江住

2,850円〒500円
上郡

2,880円〒500円
▲能代

2,940円〒500円
越後湯沢

2,980円〒500円
神戸

3,290円〒500円
▲宮崎

3,350円〒500円
▲東京西南部

3,420円〒500円
▲姉崎

3,600円〒500円
三瓶山

地学雑誌　第863号　昭和59年8月20日印刷　昭和59年8月25日発行
編集兼発行者　前島郁雄
発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話 東京(03)261-0809　振替口座東京0-66278
印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 5 (864), 1984

目　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

会　告

東京地学協会は昭和60年度の「地学に関する研究調査助成」を下記により実施します。

1. 助成対象：本協会の会員または会員が加わっている研究グループ，あるいは会員の推薦する研究グループによって行われる地学に関する研究調査。
2. 申込締切：昭和60年1月末日
3. 助成金総額：約300万円
4. 1件当り助成額（奨励金・貸付金共）：
   海外プロジェクト　50万円以内　　国内プロジェクト　30万円以内
5. 助成を受けた者の義務：奨励金を受けた者は，研究成果を本協会において講演し，その要旨を地学雑誌に発表すること。貸付金（無利子）は1年以内に返還すること。
6. 審査決定：昭和60年4月中旬

地学クラブお知らせ

11月：昭和59年11月20日（火）14：00～16：30　地学会館
　　講演「レアメタル資源について」（スライド使用）　地質調査所鉱床部　小村幸二郎

12月：昭和59年12月20日（木）14：00～16：30　地学会館
　　講演「岩なだれによる火山災害」（VTR 使用）　東大地震研究所教授　荒牧重雄
　　NHK 解説委員　伊藤和明

（世話人　虎岩達夫）

年末懇談会のお知らせ

12月20日（木）の地学クラブ講演会につづいて，16時より18時まで年末懇談会を地学会館で開きますのでお誘い合わせの上，ご出席ください。ご出席の方は12月15日までに，事務局へお電話でお申込みください。尚，会費1,000円は当日頂きます。



写真1　ザイール，ルブンバシ市北郊。布状洪水の際冠水する場所にみられる新生の蟻塚。　高さは30～40cm。緑の彩色のあるものは1979年に生じたもの，白っぽいものはそれより新しい。付近は1980年の洪水で侵食を受けた。密度は1ヘクタールあたり5000個。



写真２　ルイスイシ付近のミオンボ林の中の侵食過程にある蟻塚。大型で円錐型が特徴。

写真３　ピアノ台地シンシクワ村の成長中の蟻塚。高さは4.5ｍ，直径４ｍで塔型。背後は植林によるジャカランダの屋敷森。



ザイール南東部大陸台地上の蟻塚

Termite Mounds on the Continental Plateau in the SE Region in Zaire

コンゴ河源流域における蟻塚の形成は，驚くほど活発であり世界一の規模を持つものと思われる。先づ高さは５～９ｍ，基底の直径10～30ｍ位あるのが普通であり，森林，原野，畑地，市街地を問わずどこにでも分布する。筆者が実見したのはルブンバシ，ルイスイシ，コルウェジ，ピアノ台地などザイール南東部の一角である。この内ルブンバシ，ルイスイシ周辺の大型の蟻塚は円錐型であるが，この型には蟻（*Macrotermitinae*）はもはや生息していない。いわば放棄された蟻塚であり，侵食によって変形され側面は崖錐でできていると考えてよい。１haに10個前後あり，全表面から20cmの厚さに相当する土量が運搬された結果にあたる（Meyer, J.A. 1960）。

付近の植生はサバナ・フォレストで，極盛相の常緑広葉樹林ムフル（*Muhulu*）が野火などで破壊されると，草本を主としたサバナ景観となり，林相への恢復過程で落葉広葉樹林ミオンボ（*Miombo*）が現われる。蟻塚はミオンボやサバナの中には数多く見られたがムフルの中では確認できなかった。コルウェジ周辺やピアノ台地の一部では，大型の蟻塚が現在形成中であり，塔型あるいは円柱型を呈し特徴的である。ルブンバシとコルウェジとは互いに250kmほど離れているに過ぎないが，一方で蟻塚群が放棄（150年前と云われる）され，他方で形成中であることは興味深い。年降水量1200mmの殆んどは雨期の５ヶ月に集中し，台地上では布状洪水がおこり，付近のどこにでも見られる高さ30cmほどの新生の蟻塚では年々建設と冠水による破壊がくり返されている。この場合の蟻は生物擾乱Bioturbationの主人公であり，立派な地形営力である。

（式　正英撮影 1983年10月，photo by M.Shiki）

地学雑誌 93-5 (1984)

松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動

宮 内 崇 裕* 八 木 浩 司**

Quaternary Crustal Movements Considered from Deformed Marine Terraces and Geologic Structures along the East Coast of Matsumae Peninsula, Hokkaido

Takahiro MIYAUCHI and Hiroshi YAGI

Abstract

It is well known that the distribution of the heights of marine terraces shows the late Quaternary crustal movements. The information for crustal movements during the Quaternary is also obtained from the heights of summit planes on hills, the geologic structure of Neogene formations and the geodetic data. The east coast of Matsumae Peninsula was investigated to clarify the type, amount and rate of Quaternary crustal movements through the distribution of the heights of marine terraces and summit planes on hills, the geologic structure of Neogene formations and the geodetic data. The geomorphological and geological studies in this region permit the following conclusions.

1) The whole region tends to uplift during the Quaternary; the amount of uplift during the whole Quaternary is about 250-300m on both the Kamiiso Uplift Block and Matsumae Uplift Block, about 200m in Kikonai Sedimentary Province.

2) The folding with 3 km of wave length and the local semi-doming have been continuously active in the east part of this region after terraces were formed. The center of uplift has also moved eastward during the late Pleistocene.

3) The geologic faults and new faults which run on the eastside of the Kikonai Fault at the eastern border of the Esashi Uplift Block and the Ohirakawa Fault at the western border of the Kamiiso Uplift Block have been rather active after the middle Pleistocene.

Assuming the ages of marine terraces, summit planes on hills and Neogene formations, it seems that the rate of uplift has increased after the summit planes on hills were formed.

I. まえがき

世界的に海成段丘の変位は第四紀後半の地殻変動の指標として利用され，これまで多くの研究がなされている。日本では旧汀線の高度分布から変動の様式，波長や隆起・傾動の量と速さを議論する研究が多い。東北日本内帯では新第三系の構造から知られる地殻変動が第四紀にも継続していることが，両者の対応関係から示されている。それは大塚 (1942)，杉村 (1952)，OTA (1969) などを主として河成段丘の変位にみられる活褶曲の研究からであった。東北日本内帯にみられる海成段丘の旧汀線高度分布から第四紀後期の地殻変動について論じられてきたが（たとえば，OTA 1975, NAKATA et al. 1976, 今泉 1977),

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University
** 東北大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tohoku University

基盤の地質構造との関係から述べたものは少なかった。

筆者らは，海成段丘が模式的に発達する渡島半島において 新第三系が基盤として分布する松前半島東岸を選び，新第三系の地質構造，丘陵背面の高度分布，海成段丘の旧汀線高度分布について比較し，第四紀を通じての地殻変動の考察を目的とした。

II. 従来の研究

渡島半島の南西部は松前半島と呼ばれ，地形的には中・古生層を核としたいくつかの山地から構成 されている。 これらの山地には侵食小起伏面あるいは侵食平坦面と呼ばれる頂高の揃った数段の階段状地形が認められる。大森（1972）はこれらの階段状地形を地形発達史的観点から統計的手法によって解析し，高度の大きいものから第Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ帯の４帯に分割した。各帯の地形は侵食基準面の長期にわたる安定期に形成されたものと考えられた。

松前半島東岸にみられる高度150～300m の丘陵背面および高度150m 以下の海成段丘群は，それぞれ大森(1972) の第Ⅲ帯（高度125～425m，洪積世前期），第Ⅳ帯（高度０～125m,洪積世後期以降)に対応する。後者の海成段丘群についての地形学的研究は古くは小林（1918）による段丘の記載に始まる。瀬川（1959）は段丘の細分を行なうとともに，段丘の変位から地盤運動の存在を示している。その後，瀬川（1975）は ^{14}C 年代資料を加え渡島半島全域にわたり海成段丘の対比・編年を行なっている。

一方，段丘の基盤をなす新第三系の層序・地質構造については三谷ほか（1965），秦（1973），秦・垣見（1979），山口（1978）らによって詳しく報告されている。秦（1973）は，松前半島の新第三系の構造の特性について N-S 方向に配列する，中・古生層からなる地塊の差別的昇降に伴う N-S 方向の断層・褶曲運動をあげている。 しかし， これらの構造の第四紀における運動についてはふれていない。 前述の 瀬川（1959） は， 海岸段丘の基底高度分布と河岸段丘の分布形態から知られる地盤運動の様式が基盤の 新第三系上部層にみられる褶曲構造と相似であるとしている。活断層研究会（1980）によると，函館平野西縁に活断層が集中し，松前半島東岸では海成段丘を変位させている活断層がいくつか報告されている。

III. 地域概観

1） 地　形

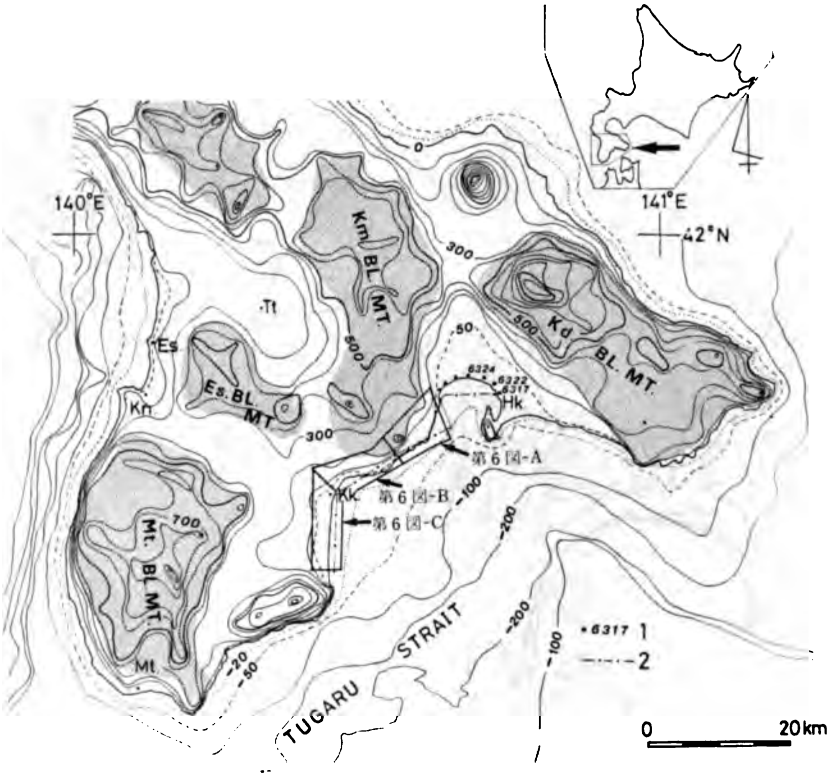
渡島半島南部は第１図にみられるようにおよそ亀田地塊山地， 上磯地塊山地，江差地塊山地，松前地塊山地の４つの地塊山地からなる。各地塊山地の最高高度は約700～1000m，地塊山地間には高度300m 以下の低地帯がある。亀田―上磯地塊山地間の低地帯は函館平野であり， 本論文では上磯―江差地塊山地間，江差地塊山地間の低地帯をそれぞれ館―木古内低地帯，上ノ国―木古内低地帯と呼ぶことにする。

山地の主方向は，松前地塊山地では N-S 方向，亀田地塊山地では NW-SE 方向，上磯地塊山地では北部ほど西へ偏し N-S 方向から NW-SE 方向となる。なお，岡山(1961)は，N-S 方向を主方向とする北日本弧の地形構造の中で渡島半島の地形構造（NW-SE 方向）が異例の現象であることを指摘している。

調査地域は函館平野西縁から南西約30km までの海岸沿いの地域で（第１図），上記の上磯地塊山地の南縁部から館―木古内低地帯の南部にあたる。地域北東部の上磯地塊山地南縁では高度150m 以下に原面の保存の良い数段の海成段丘が連続的に発達する。 これに対し地域南西部の館―木古内低地帯に属する区間では段丘の高度は100m 以下に低まり段化も悪い。海成段丘の背後には高度200～300m，150～250m の２つのレベルに背面高度が揃った丘陵地が広がる（第２図）。これらの丘陵背面は長尾・佐々（1933，1934）の高位平坦面，大森（1972）の第Ⅲ帯に対応する。

河成段丘は茂辺地川左岸を除きほとんど発達しない。河谷は樋状の横断形を示し，現海岸線におよそ直交する方向に流れる（第２図）。

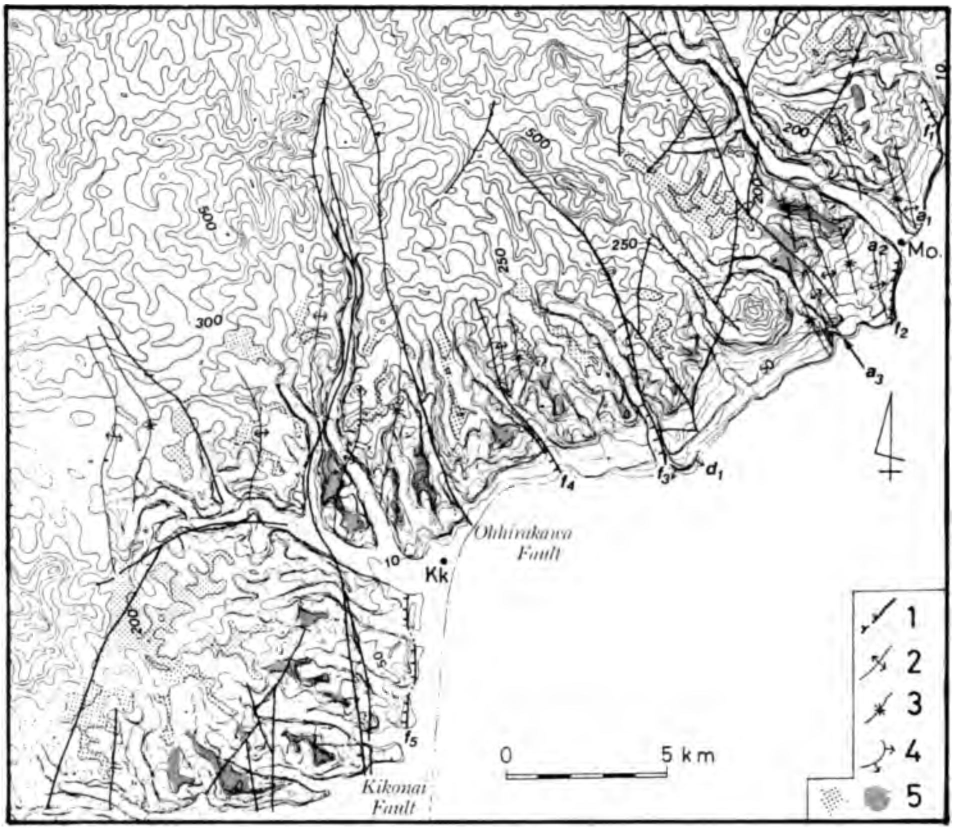
2） 地　質



第1図　渡島半島南部の地形概要（4 km 埋谷接峰面，等高線間隔は100m）
Es.：江差，HK.：函館，KK.：木古内，Kn.：上ノ国，Mt.：松前，Tt.：館
うすずみは地塊山地で，Kd. BL. MT：亀田地塊山地，Km. BL. MT：上磯地塊山地，
Es. BL. MT：江差地塊山地，Mt. BL. MT：松前地塊山地
1．第6図に表記できなかった水準点およびその水準点番号（6317，6322〜6326）．
2．旧汀線高度，地質構造および水準点変位量の投影面．

渡島半島は，いわゆる東北日本内帯グリーンタフ地域の北方延長部にあたり，古生界・中生界を被って新第三系が広く分布する。調査地域周辺には，松前層群（古生界）・上磯層群（中生界）を被う新第三系が段丘の基盤としてみられる。この新第三系は中新世中〜後期の海進に伴う一連の海成堆積層で，主に凝灰岩を挟在するシルト岩からなる。秦・垣見（1979）により檜山層群と命名され，下位から大安在川層，木古内層，厚沢部層，館層の4部層に岩相区分されている（第3図）。檜山層群の上位には鮮新統とされるイデス川層（秦・垣見　1979），富川層（三谷ほか　1965）がそれぞれ地域南西部，北東部にみられる（第3図）。最近，檜山層群や富川層の生層序学的研究から檜山層群上部は鮮新統（土　1981），富川層は上部鮮新統〜下部更新統（高木　1983）とする見解も出されている。

松前層群，上磯層群は堆積岩類からなり，それぞれ江差隆起地塊，上磯隆起地塊の核をなす（秦・垣見 1979）。江差隆起地塊の東縁は木古内断層によって，上磯隆起地塊の西縁は大平川断層によって画され，両隆起地塊間の第三紀末の沈降部には檜山層群が厚く堆積し木古内堆積区と呼ばれている（第3図，秦・垣見　1979）。上磯隆起地塊南東縁の新第三系には NNW-SSE 方向の短波長の褶曲構造が卓越し，NNW-SSE 方向とそれに斜交する N-S 方向の断層によって小地塊に分断されている（第3図）。木古内堆積区は N-S 方向の一大向斜部で著しい断層・褶曲構造はみられない。



第２図　調査地域周辺の地形概要(500m 埋谷接峰面，等高線間隔は 50m で，高度150m 以下では 10m)　1．断層（f_1〜f_5 は活断層)，2．背斜軸（a_1〜a_3 は活褶曲)，3．向斜軸，4．半ドーム構造（d_1)，5．丘陵背面，Kk：木古内，Mo：茂辺地

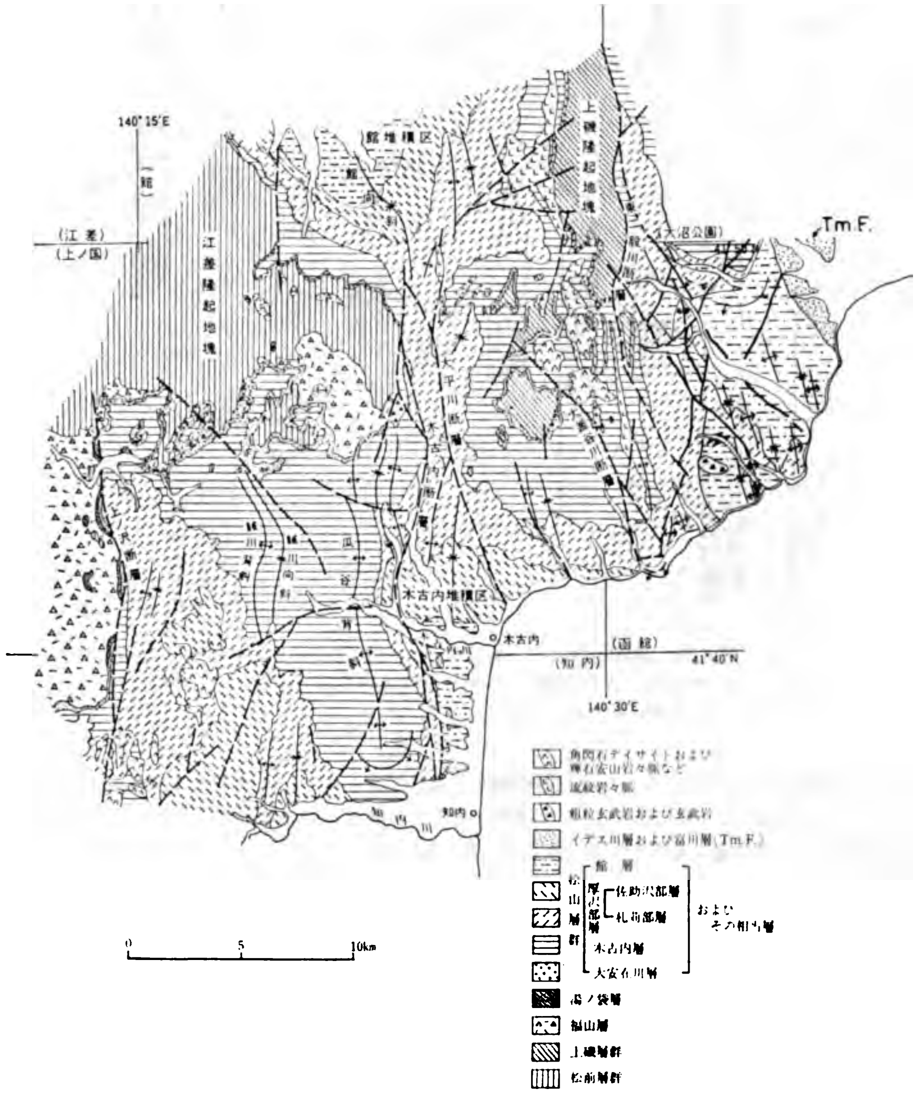
なお，地質学的に知られる上磯隆起地塊，江差隆起地塊，館―木古内堆積区は，それぞれ地形学的に知られる上磯地塊山地，江差地塊山地，館―木古内低地帯にほぼ対応している。

IV．段丘の記載

1）段丘対比に有効なテフラ

本地域の海成段丘は主に褐色風化火山灰からなる第四紀テフラに被われている（第４図)。完新世テフラについては北海道火山灰命名委員会（1979，1983）が詳しいが，これらより下位の更新世テフラについては古期火山灰あるいはロームと一括している。

今回の調査で最もよく観察することができたのは Loc．9 で，テフラの全層厚は６m あった。最上部の腐植土層中には層厚３cm の黄色火山灰がみられ，歴史時代に降下堆積した Os-b（北海道火山灰命名委員会 1979，1983）に相当する。地表下２m には層厚20cm ほどの黄色細粒火山灰層を見出し，後述の M_1 面の対比に有効であることが判明した。この黄色細粒火山灰層は調査地域では層厚10〜20cm，M_1 面構成層のほぼ直上に位置し（第４図，Loc．２，５，８)，M_1 面より下位の M_2 面，M_3 面上にはみられない（第４図，Loc．４，６，７)。木古内町付近を模式地とするので木古内黄色火山灰（略称：KYA）と新称する。KYA は火山ガラス（bubble wall glass≪ pumiceous glass）に富むという岩石記載的特徴を

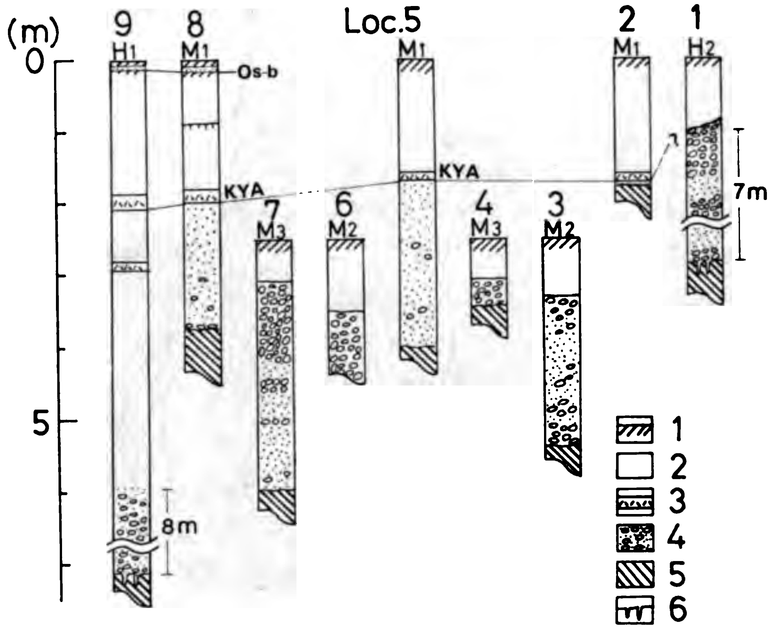


第３図　調査地域周辺の地質図（秦・垣見　1979，三谷ほか　1965より編集）
記号の凡例は第２図と同じ．

もち，層序・岩相からみて確実に互いに対比される。筆者らは渡島半島の他地域でも海岸段丘を被うテフラの中に KYA に対比される可能性のあるテフラを確認しており，噴出源もあわせて追跡中である注1)。Loc. 9 で KYA より 1 m 下位に層厚数 cm の石英に富む黄色火山灰層がみられるが，確認したのはこの地点だけなので詳細はわからない。

2)　海成段丘の対比・区分と記載

本地域の海成段丘は，段丘面の発達・連続性，高度分布，開析程度をもとに高位のものより H_1 面，H_2 面，M_1 面，M_2 面，M_3 面の５面に区分される（第５図)。幸連付近を境としてその北東部と南西部では段丘の発達の様子が異なる。北東部では５段の海成段丘がひな段状に模式的に発達するのに対し，南西部



第4図 地質柱状図 露頭(Loc.)の位置は第5図に示す
1. 表土, 2. 褐色風化火山灰層, 3. 鍵層となる細粒火山灰層, 4. 砂礫層(段丘構成層), 5. 基盤, 6. ボーリングシェルの生痕

では H_1 面, M_1 面しかみられないが段丘面の幅が北東部に比べ広い。河成段丘は茂辺地川沿いに何段かみられ，それぞれ H_2 面，M_1 面，M_3 面に連続するようである。地域中央部には第三紀末の火山岩類からなる円錐形の丸山の山麓に扇状地が発達し，H_2 面，M_1 面を広く被っている（第5図）。なお，第1表には従来の研究による段丘区分との対応を示してある。

H_1 面は断片的ではあるが全域にわたってみられる。北東部では高度90～160m にあり，開析が進み段丘面の幅も狭い。露頭条件が悪く詳細は不明であるが，矢不来西方（Loc. 1の西方）で段丘構成層の一部とみられる風化した海成の円礫が観察された。南西部では北東部に比べ段丘面高度が低く40～80m であり，開析は進んでいるが木古内川以南では段丘面の幅が広がり，最大1.5km に及ぶ（第5図）。森越付近ではクロスラミナの発達した砂礫層からなる層厚8～10m の段丘構成層が基盤のシルト岩を被い，その基底にはボーリングシェルの生痕が多数観察される。この付近では H_1 面は層厚約6m のテフラに被われている（第4図，Loc. 9）。

H_2 面は泉沢以東に分布し，高度60～120m にある。H_2 面より下位の段丘に比べ開析が進んでいるが概して面の保存は良い。段丘面の幅は1km 以内であるが，茂辺地西方で広く最大1.5km になる（第5図）。露頭条件はあまり良くないが，Loc. 1では基盤の凝灰質砂岩を不整合に被う層厚7m の砂礫層がみられ，その基底にはボーリングシェルの生痕が多数観察される（第4図）。その他の地点では段丘構成層は概ね層厚5m 以下と薄くなり，円磨された中礫よりなる波食台堆積物である。段丘を被うテフラが全層準みられるところはなく，Loc. 1では層厚1m ほどの褐色風化火山灰が H_2 面を被っているが，斜面堆積なので一部のテフラは侵食され欠如しているようである。

M_1 面は本地域の段丘のうち最も良く連続し全域に分布する。H_2 面，M_2 面，M_3 面の旧汀線はおよそ現海岸線に平行であるが，M_1 面の旧汀線は各河川沿いに内陸方へ入り込んでいる（第6図）。北東部では



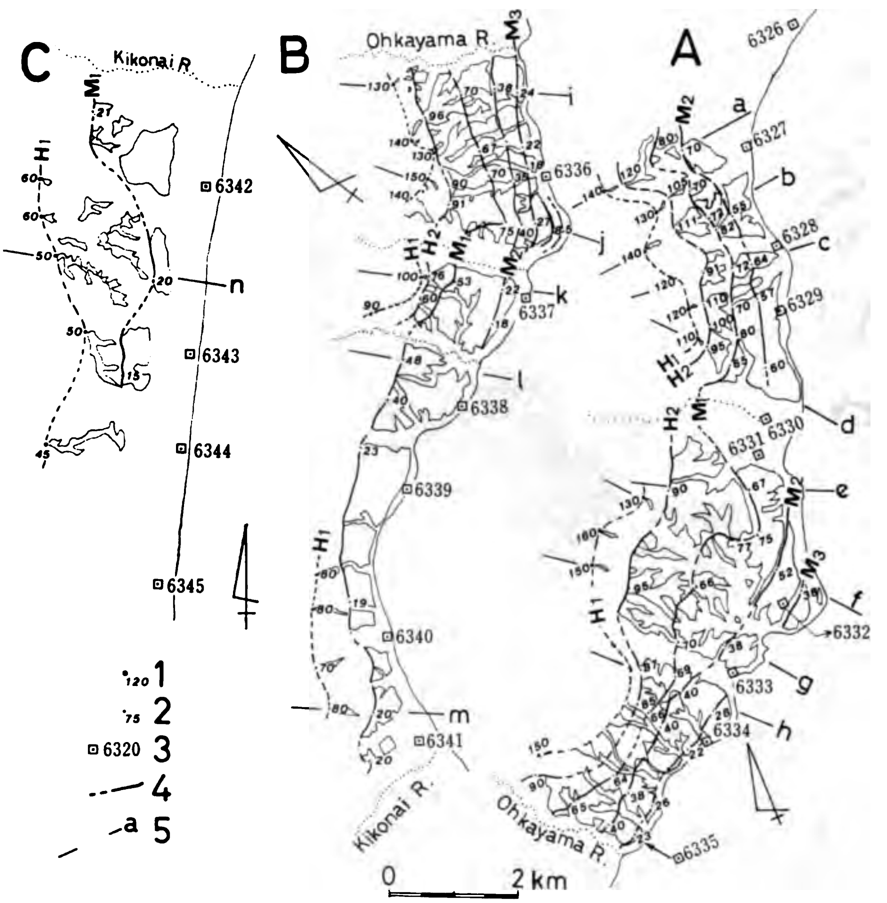
第5図　段丘分類図　1. H_1 面, 2. H_2 面, 3. M_1 面, 4. M_2 面, 5. M_3 面, 6. 段丘面を変位させる活断層と断層の名称, 7. 撓曲, 8. 地すべり, 9. 扇状地, 10. 露頭位置と露頭番号

高度50～80m にあり，原面はよく保存され段丘面の幅は500m 前後である。段丘構成層は Loc. 2のようにほとんどないところもあるが層厚2～3m の中粒砂層からなることが多い（第4図, Loc. 5)。南西部では北東部に比べ段丘面高度は低く10～40m であり，ほとんど開析されていない。段丘面の幅は北東部より広くなり1km ほどである。段丘構成層は層厚2～5m で北東部に比べわずかに厚くなり，クロスラミナの発達する黄色の中粒砂層からなる。M_1 面は KYA 以上の層厚2m のテフラに被われている。

M_2 面は H_2 面と同様に泉沢以東に分布し，高度15～70m にある。段丘面の幅は500m 前後で原面はよく保存されている。富川～葛登支間では活断層 (f_1, f_2) によって段丘面が変形し，海側が相対的に5～10m 隆起している（第9図, b, e 断面)。段丘構成層は層厚5m 以下の陶汰のよい砂礫層であることが多く，

第1表　先学の段丘区分との対応

南西部		北東部			
秦・垣見(1979)	本論文		瀬川(1959)	瀬川(1975)	三谷ほか(1965)
		M_3 面	三ツ石面	中位段丘下位面	第2段丘
		M_2 面			
Ct_2 面	M_1 面	M_1 面	茂辺地面	中位段丘上位面	第1段丘
		H_2 面	修道院面	高位段丘	
	H_1 面	H_1 面			



第6図　旧汀線の高度分布図

1．読図点（H_1 面のみ）とその旧汀線高度（m），2．実測点とその旧汀線高度（m），
3．水準点およびその水準点番号，4．旧汀線，5．第9図の地形縦断面の位置

層厚70〜100cm のテフラに被われている（第4図，Loc. 3，6）。なお，Loc. 3の砂礫層最上部は波状に著しくかく乱され周氷河インボリューションとみられる。

M_3 面は蔦登支〜サラキ岬間で現海岸線が海側へ張り出したところに分布し（第5図），高度10〜38m にある。M_2 面と比高数mの段丘崖で接し，原面は極めて良く保存されている。段丘構成層は層厚3m 以下の砂礫層からなり，礫は円磨された中礫である。また，M_3 面は層厚50cm ほどのテフラに被われている（第4図，Loc. 4，7)。なお，瀬川（1959）は M_2 面，M_3 面相当面の段丘構成層から海棲珪藻を報告している。

V. 海成段丘の変位および基盤の地質構造と地殻変動

段丘面形成後の地殻変動の様子を知るために旧汀線の高度分布を第6図（平面図），第8図（投影断面図）に表わした。H_1 面のみ1/25,000地形図からの読図値，それ以外は高度計（気圧計）による実測値で5 feet まで読みmに換算した。なお，第8図には第7図に示した基盤の走向・傾斜の実測値をもとに基盤の地質構造を書き加えた。段丘の変位と対応する断層，褶曲軸，半ドーム構造にはそれぞれ f_1〜f_5，a_1〜a_3，d_1 の名称を与えて第2図，第7図，第8図，第9図に示した。

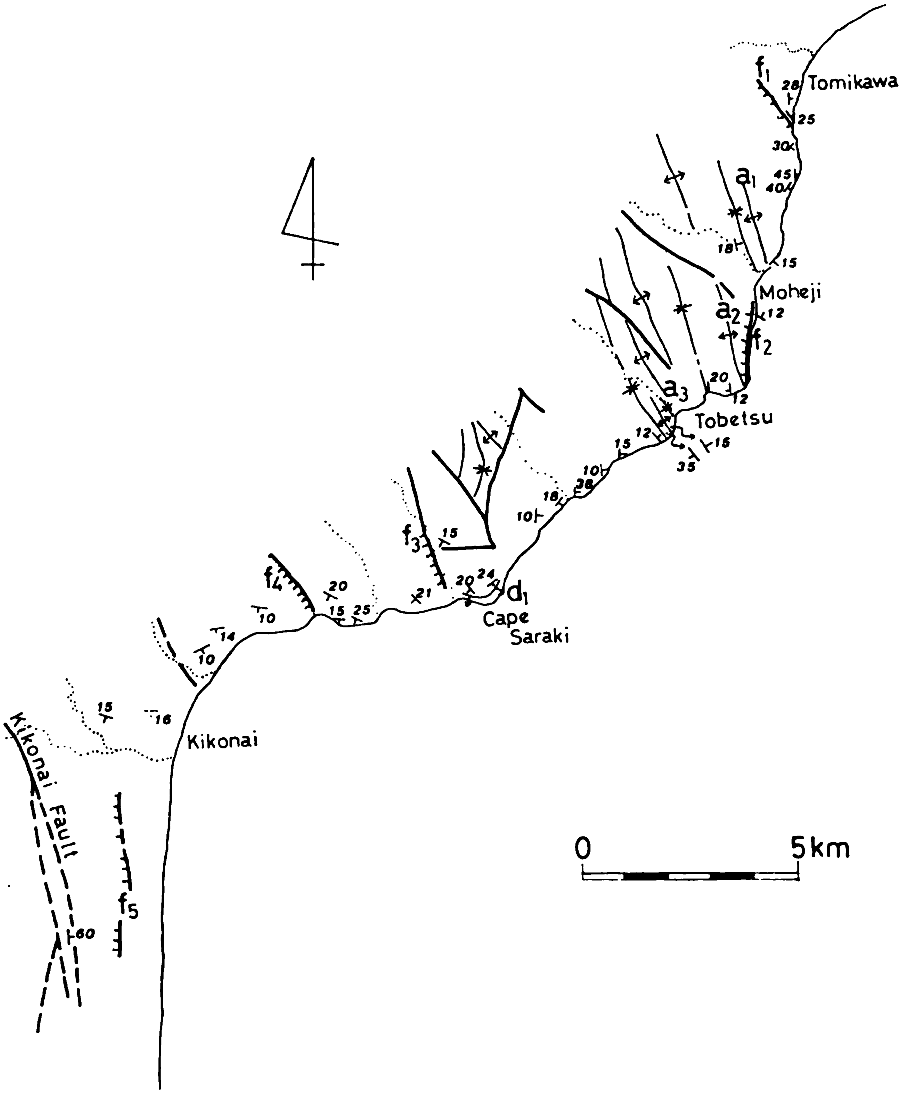
第6図，第8図をみると M_1 面の旧汀線高度分布は，f_3，f_4 断層をはさんでの著しい高度不連続を境として3区間に分かれる。f_3 断層以東の高度の大きい区間（64〜80m），f_4 断層以南の高度の小さい区間（15〜23m)，f_3 断層と f_4 断層にはさまれた，段丘面が著しく西傾斜する区間（53→40m）である。このような高度分布パターンはおよそ H_1 面にも現われ，f_3 断層をはさんでの著しい高度不連続は H_2 面，M_2 面にもみられる。

f_3 断層以東の旧汀線高度の大きい区間の東半部では基盤が著しく褶曲し，波長は約3km であるが三ツ石付近では波長が300m ときわめて小さい。西半部では東半部ほど著しい褶曲構造はなく，基盤は20° 前後で東斜しサラキ岬に半ドーム構造がみられるだけである（第7図，第8図)。旧汀線の高度分布には東半部で著しい変位がみられる。最東端の富川付近では M_2 面を変位させている f_1 断層[注2)]（第9図，B断面）をはさんで旧汀線の高度不連続があり，東側が10〜20m 高い。また，旧汀線の波状の高まりが矢不来西方，蔦登支付近，当別付近にみられ，それぞれ基盤の背斜軸 a_1，a_2，a_3 に対応している。基盤にみられるこの波長3km の褶曲構造は段丘形成後も継続してきた活褶曲と考えられる。西半部のサラキ岬でも M_1 面以下の旧汀線に波状の高まりがあり，基盤の半ドーム構造（d_1）に対応している。この付近には M_3 面の下位に完新世に形成されたと考えられる海成段丘が2段認められ，旧汀線の最高高度は高位のものから8m，5m である（第9図，J断面)。サラキ岬以外では完新世段丘は1段で，旧汀線高度も5m 以下であることを考え合わせると，基盤の局部的な半ドーム状の隆起運動は完新世まで継続してきているようである。

この区間の M_2 面，M_3 面の旧汀線高度分布は H_2 面，M_1 面のそれらとむしろ不調和で（第8図），東半部で高くなっている。M_2 面，M_3 面の旧汀線高度を同じ地点の H_2 面，M_1 面のそれらから差し引くと H_2 面，M_1 面は西半部で高くなる。このことは M_2 面形成後隆起の中心が東へ移動してきたことを意味するものと考えられる。

f_3 断層，f_4 断層は地質調査によって知られている断層であるが，両断層をはさんで旧汀線高度に著しい不連続がみられ，段丘形成後にも活動した断層である。f_3 断層をはさんでの旧汀線の高度差は H_1 面が40 m，H_2 面が15m，M_1 面が22m，M_2 面が17m である。M_1 面，M_2 面の高度差が H_2 面のそれより大きいのはサラキ岬の半ドーム状の隆起運動を被っているためであり，f_3 断層の活動による変位はおよそ累積してきたようである。f_4 断層をはさんで M_1 面の旧汀線には17m の高度差があるが，M_1 面以外に段丘が分布していないので変位の累積性等について詳しいことはわからない。

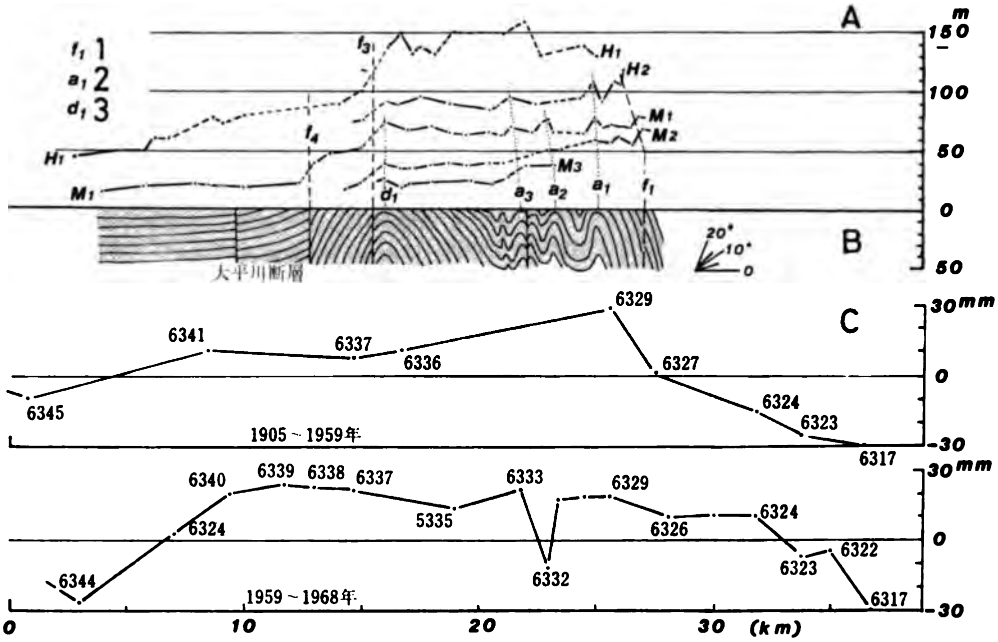
f_3 断層と f_4 断層にはさまれた区間では基盤は20° 前後で南西へ傾き（第7図），段丘面も同様に南西へ



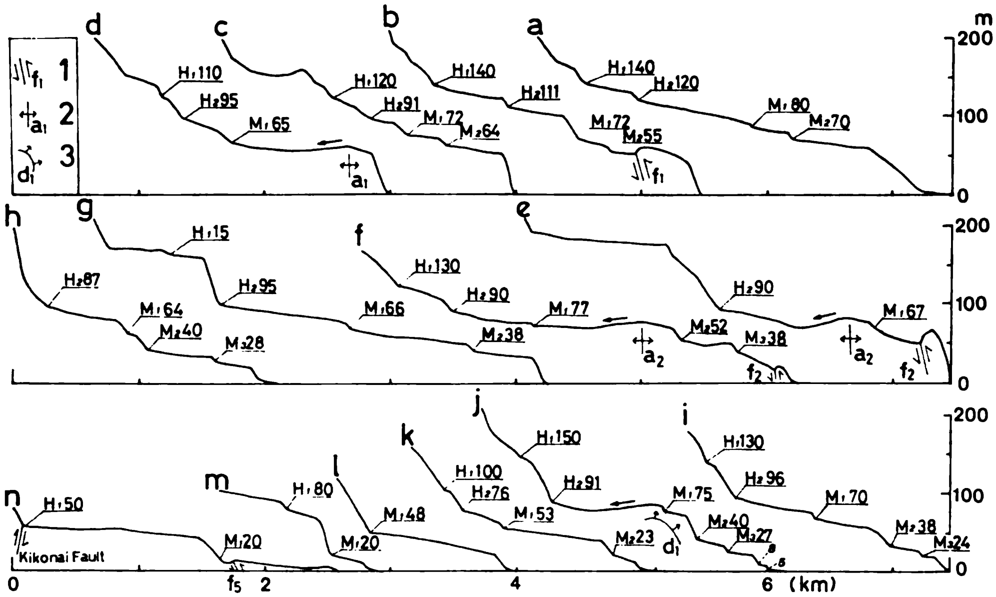
第７図 調査地域における基盤の走向・傾斜と断層・褶曲　記号の凡例は第２図と同じ

傾き（第２図），この区間は傾動地塊と考えられる。旧汀線方向は S78°W，基盤の最大傾斜方向は S35°W であるから両者のなす角の大きさは43° となる。旧汀線方向での基盤の傾き δ は，$\tan\delta=\tan 20°\cdot\cos 43°$ で表わされるから，$\delta=15°$ となる。第２表にはこの旧汀線方向での基盤の傾きと旧汀線の傾きを示したが，基盤ほどまた古い段丘ほど傾きが大きく累積性がみられる。段丘形成後も傾動運動は継続してきたといえる。

f_4 断層より南西の地域には大平川断層，木古内断層が地質調査によって知られ，それぞれ上磯隆起地塊の西縁を，江差隆起地塊の東縁を画する大断層である（第３図，秦・垣見 1979）。大平川断層付近での旧汀線高度の変位はみられず（第８図），段丘形成後に大平川断層は著しい活動をしていないようである。木古



第８図　A：旧汀線高度の投影断面（H₁面のみ読図値，他は実測値）．
1．活断層，2．活褶曲，3．半ドーム状隆起（名称は第２図，第７図と対応）．
B：基盤の地質構造．実線は地質調査により知られている断層，破線は推定断層．
C：一等水準点の変位量（国土地理院　1960，1970より）．



第９図　地形縦断面（断面の位置は第６図に示す）　段丘構成層は省略．数字は旧汀高度(m)を示す．H₁面のみ読図値，j断面のイタリック数字は完新世段丘の旧汀線高度(m)を示す．1．活断層，2．活褶曲，3．半ドーム状隆起（名称はいずれも第２図と対応）．

第2表 f_3断層〜f_4断層間での基盤と旧汀線の傾き

	旧汀線方向（S78°W）での傾き
基盤	15°
H_1 面	1.7° (2.9×10⁻²)
M_1 面	1.0° (1.7×10⁻²)
M_2 面	0.6° (1.0×10⁻²)

内以南では木古内断層の断層線は，H_1 面と丘陵地を画する比高50m の急崖にほぼ一致し(第2図)，断層近傍での基盤は60°前後で東へ急斜する（第7図)。しかし，断層近傍での H_1 面の著しい変形はみられず，むしろ木古内断層前面の森越付近で H_1 面外端部が東方へ撓曲し（第2図)，M_1 面は f_5 断層注3)によって変形しており（第2図，第9図，n 断面)より活動的である。この付近では H_1 面，M_1 面の旧汀線高度は南へ低くなり，高度差は H_1 面が約30m，M_1 面が8m ほどである。木古内町周辺では基盤も緩やかに南斜し(第7図)，旧汀線の高度変化は基盤の構造とおよそ対応している(第8図)。

第8図には旧汀線と地質構造を投影した同じ断面に一等水準点の測量成果から得られた変位量を投影した。これをみると基盤の断層や褶曲構造に対応した地殻変動を読みとることはできないが，海成段丘の発達する富川から知内までの地域は東方の函館平野に対し隆起傾向にあり，地質学的に知られる上磯隆起地塊が現在まで隆起運動を続けているらしい。

海成段丘の変位と基盤の地質構造から求められる地殻変動の特徴をまとめると，少なくも H_1 面形成後現在まで上磯隆起地塊は函館平野，木古内堆積区に対し相対的に隆起し，M_2 面形成後は隆起の中心が東へ移動してきたといえよう。また，基盤にみられる波長3km の褶曲運動，f_3, f_4 断層の活動，f_3 断層〜f_4 断層間の傾動運動は段丘形成後も継続し，f_1, f_2, f_5 断層の活動にみられるように新たな断層運動が加わってきたようである。

VI. 考　察

海成段丘の旧汀線高度分布から地殻変動の様式・量・速度を考察した研究は数多い。また，東北日本の第四紀地殻変動について地形と新第三系の地質構造との対応から具体的に論じた研究が多くないことは I 章で述べた。そこで，前章で記した旧汀線の高度分布と基盤である新第三系の地質構造の関係を基礎とし，いくつかの作業仮説を導入して本地域の第四紀地殻変動の様式・量・速さについて考察する。

1) 海成段丘および丘陵背面の年代対比

わが国の後期更新世に形成された海成段丘の広域的対比，年代対比は興味深い問題である。OTA (1975)，太田・成瀬 (1977) は，海成段丘群のうち中位の高度をもち，最も広く発達し，段丘堆積物が相対的に厚く，時にその基底に埋没地形を伴う段丘を最終間氷期最盛期に形成された段丘（S面）と認定している。このような認定をもとに三好 (1983b) は地盤の等速隆起を仮定し，S面より下位の段丘の形成年代を推定した。これらに対し，羽田野 (1978)，羽田野ほか (1982)，八木 (1983) は，後期更新世の大陸氷床の消長に伴う海水の ^{18}O の濃度変化すなわち海水量の変化のピーク (SHACKLETON & OPDYKE 1973, EMILIANI 1978, 相対的温暖期 Stage 5, Stage 3中のピーク) に対応した段丘群の配列パターンに着目し，4段セット説を対比試案として提出した。東北日本内帯の海成段丘の年代対比についてみれば，羽田野らの年代対比の方が太田らの年代対比よりも1〜2段新しいことが多い。

調査地域の海成段丘の形成年代について直接絶対年代を示す資料はない。連続性・開析程度・分布形態・段丘の配列パターンからみて，KYA によって確実に対比される M_1 面が最終間氷期最盛期(後期更新世の最初の高海水準期）に形成された段丘と考えられる。瀬川 (1975) も M_1 面相当面の形成期をリス・ウルム間氷期としている。この時期の海成段丘の形成年代は125,000年前前後に集中し（三好 1983a)，M_1 面の形成年代もこの時代であろう。なお，M_1 面の直上を被う KYA は，岩相・岩石記載的特徴からみて渡島半島北部の黒松内低地帯に分布する熱郛火砕流と同時に噴出したガラス質細粒降下火山灰 (SPARKS & WALKER 1977 のいう co-ignimbrite ash)の可能性があり，この熱郛火砕流中のジルコンのフィ

ッション・トラック年代は130,000±30,000年前を示すという（地質調査所，寒川氏私信）。これらのテフラの確実な対比が必要である注1)。

M_1 面より下位の段丘について瀬川（1975）は，M_2+M_3 面相当面の形成期を ^{14}C 年代からみて30,000年前前後のゲトワイゲル間氷期としている。段丘の配列パターンからみて M_2 面，M_3 面は，羽田野ほか（1982）が指摘するように最終間氷期の高海水準期（約100,000～60,000年前）に形成された可能性がある。第2表に示した旧汀線の傾きを用い，M_1 面の形成年代を125,000年前，傾動速度を一定と仮定すると M_2 面の形成年代は約75,000年前，H_1 面のそれは約210,000年前と試算される。三好（1983b）のように地盤の等速隆起を仮定すれば M_2 面，M_3 面の形成年代を推定できるであろうが，確実な年代資料がないので性急な議論は差し控える。30,000年前前後の年代は ^{14}C 年代測定法の測定限界値に近く，近い将来別の年代測定法によりクロスチェックされるであろう。

以上のように段丘の年代対比にはいくつかの問題点は残るが，M_1 面，M_2 面，M_3 面は後期更新世の高海水準期（約12.5万年～6万年前）に，H_1 面，H_2 面はそれ以前の中期更新世後半（約40～15万年前）の高海水準期に対応して形成された段丘と考えられる。

H_1 面の背後に広がる丘陵背面の形成期について，大森（1972）は洪積世前期としているが具体的な年代資料は示されていない。地域北東部に分布する富川層（第3図）の時代は，最近軟体動物群集からみて上部鮮新統～下部更新統とされている（高木 1983）。この富川層をきって丘陵背面が発達することなどからみて，丘陵背面は中期更新世前半（約70～40万年前）に形成されたのであろう。

2) 第四紀地殻変動

<様　式>

旧汀線および丘陵背面の高度分布，測地学的資料などからみて本地域は第四紀後半には隆起傾向にある。地質学的に知られる上磯隆起地塊は函館平野，木古内堆積区に対し相対的に隆起し，M_2 面形成後には上磯隆起地塊において隆起の中心が東方へ移動してきたようである。地域東半部にみられる旧汀線高度の波状の高まりは，波長3 km の基盤の褶曲運動を受け継いだ活褶曲を示している。また，少なくとも段丘形成後は上磯隆起地塊西縁を画する大平川断層や江差隆起地塊東縁を画する木古内断層のような地質構造上の大断層よりもむしろその東側の断層が活動している。隆起の中心が東へ移動したり，地質構造上の大断層よりもその前面の，あるいはその東側の断層が活動的であるのはなぜであろうか。応力場の変遷なども合わせて今後の課題としたい。

<量・速さ>

The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973) による第四紀における隆起量の試算法には次の4つの方法がある。

1(上部鮮新統，下部更新統の高度）× 1

2(下部鮮新統場合によっては上部中新統の高度）×1/2

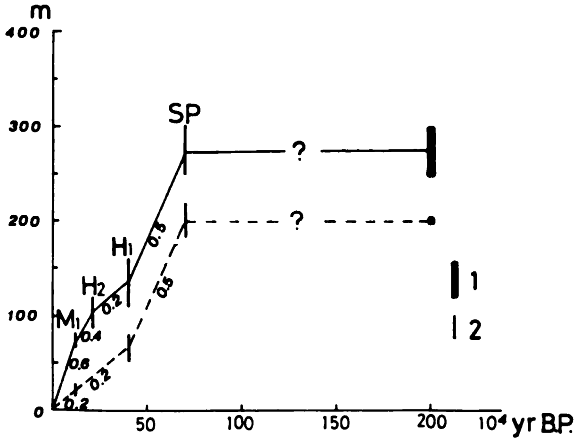
3(中部更新統の高度）× 3

4(上部更新統の高度）×10

地域北東部に分布する富川層は上部鮮新統～下部更新統とされる（高木 1983）が，丘陵背面に切られているので1による試算法でもとめた隆起量は真の隆起量より小さくなる。そこで，侵食により高度は低められているが丘陵背面に切られず背面より高位に分布する檜山層群下部（上部中新統～下部鮮新統）の最高高度を用い，2の方法により第四紀隆起量を試算した（第3表）。

第3表　調査地域における第四紀隆起量

方法	上磯隆起地塊	木古内堆積区	松前隆起地塊
2	(500～600m)×1/2=250～300m	(400m)×1/2=200m	(500～600m)×1/2=250～300m



第10図　地形面の高度と年代からみた隆起速度の変化
1．桧山層群下部から試算された第四紀隆起量．
2．地形面高度の分布範囲．
実線は上磯隆起地塊，破線は木古内堆積区．
SP：最高位の丘陵背面，数字は隆起速度を示す（単位 m/10^3 年）

これらの隆起量をみると，地質学的に知られる隆起地塊の第四紀隆起量が第三紀末に相対的な沈降部であった堆積区のそれよりも大きく，隆起地塊が相対的に隆起する傾向は第四紀にも継続したといえよう。

次に上記の第四紀隆起量，丘陵背面・段丘の高度から知られる隆起量とVI-1）で述べた推定年代に基き，隆起量・隆起速度の変化について考えてみよう。第10図には以下の推定年代と最高位の丘陵背面の高度，H_1 面・H_2 面・M_1 面の旧汀線高度を上磯隆起地塊（図中の実線）と木古内堆積区（図中の破線）についてプロットした。最高位の丘陵背面，H_1 面，H_2 面，M_1 面の形成年代はそれぞれ70万年前，40万年前，21万年前，12.5万年前とした。丘陵背面や段丘の高度は地形面形成後のおよその隆起量を示すと考えられるので，最高位の丘陵背面形成後上磯隆起地塊は250～300m，木古内堆積区は150～200m の隆起をしたことになる。これらの隆起量は図の方法によりもとめた第四紀隆起量（第3表）とほぼ同じであり，丘陵背面形成時の海水準の位置を考慮しなければならないが，第四紀にはいり丘陵背面の形成まで著しい隆起はなかったのかもしれない。

第10図において直線の傾きはおよその平均隆起速度を示している。年代推定の精度が粗いので細かい議論はできないが，丘陵背面形成まで著しい隆起がなかったと考えられるいずれの地域においても丘陵背面形成後（中期更新世以降）に隆起速度は増加したようである。

丘陵の形成過程・形成年代については関東平野や大阪周辺で研究が進んでいる。関東では盆地に対する山地の隆起に伴って山地の周辺に堆積した第四紀層が徐々に離水し，その後開析されたのが丘陵の生い立ちであると考えられているのに対し，大阪周辺の丘陵形成は基盤山地の断層地塊運動に起因する（藤田1983）と考えられている。本地域の丘陵については未踏査な部分が多く，第四紀隆起量や隆起速度の変化などについて知るためにはとくに丘陵背面構成層と基盤の新第三系の関係を明らかにすることが必要であり，今後の課題としたい。

VII. ま と め

松前半島東岸地域の第四紀地殻変動について，主に海成段丘の高度分布・変形と基盤の地質構造の関係を中心に丘陵背面の高度分布や測地学的資料を加えながら考察してきた。要約すると，本地域は全体として第四紀を通じて隆起傾向にあり，地質学的に知られる上磯隆起地塊，松前隆起地塊は第四紀になっても函館平野，木古内堆積区に対して相対的に隆起してきたようである。第四紀における隆起量は隆起地塊で約250～300m，木古内堆積区で約200m ほどである。

地域東半部には波長3km の基盤の褶曲運動を段丘形成後もうけ継いだ活褶曲（a_1，a_2，a_3），サラキ岬の局部的な半ドーム状隆起（d_1）などの著しい活構造が明らかになり，M_2 面形成後は隆起の中心が東へ移動してきたようである。また，少なくとも段丘形成後は上磯隆起地塊西縁を画する大平川断層や江差隆

起地塊東縁を画する木古内断層のような地質構造上の大断層よりも，その東側の断層（f_3, f_4, f_5）や段丘面を変形させる新たな断層（f_1, f_2）の方がより活動的である。さらに，檜山層群下部（上部中新統～下部鮮新世）の最高高度からもとめた第四紀隆起量や丘陵背面・段丘の高度をもとに丘陵背面・段丘の形成年代を仮定してみると，上磯隆起地塊，木古内堆積区いずれの地域でも丘陵背面形成後に隆起速度が増加したようである。

東北日本の海岸沿いには内帯・外帯を問わず海成段丘とその背後に丘陵が発達するところが多い。第四紀における地殻変動を知るためにはいわゆる高位段丘や丘陵の構造，生い立ちを明らかにする必要があり，今後調査を進めて行きたい。

謝辞

本稿を作成するにあたり終始御指導賜わった東京都立大学貝塚爽平先生をはじめとする地理学教室の諸先生方，東北大学米地文夫先生，現地でお世話頂いた北海道教育大学函館分校瀬川秀良先生，現地で御討議頂いた広島大学中田　高先生と東京大学院生奥村晃史氏，未公表資料を快く提供して下さった地質調査所寒川　旭氏，以上の方々には心から感謝いたします。

なお，本稿は宮内が1980年度東北大学地理学教室卒業論文として提出し，その一部を1982年日本地理学会春季大会で発表したものを八木とともに再調査し，加筆・修正しまとめたものである。

注

1) その後の調査・分析により KYA は洞爺カルデラ起源のテフラで北日本を広く被うことや熱郛火砕流と同一のテフラであることが判明し，この火山灰を洞爺火山灰と新称した（町田・新井・宮内 1984）.
2) f_1 断層は活断層研究会（1980）の富川断層に相当する.
3) f_5 断層は活断層研究会（1980）の森越断層に相当する.

引用文献

EMILIAMI, C. (1978) : The cause of the ice ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **37**, 349-352.
藤田和夫（1983）：日本の山地形成論．蒼樹書房，466 p.
秦　光男（1973）：松前半島の新第三系と地質構造の特性．日本地質学会第80回学術大会講演要旨，p. 40.
——・垣見俊弘（1979）：木古内地域の地質．地域地質研究報告（５万分の１図幅），地質調査所，56p.
羽田野誠一（1978）：小佐渡経塚山西方の高位平坦面．地理予，**14**，298-299.
——・八木浩司・宮内崇裕（1982）：更新世後期海成面の対比試案——写真判読による検討——．地理予，**21**，12-13.
北海道火山灰命名委員会（1979）：北海道の火山灰分布図（60万分の1）.
——（1983）：北海道の火山灰．23p.
今泉俊文（1977）：男鹿半島の地殻変動と地震．東北地理，**29**，35-44.
活断層研究会編（1980）：日本の活断層——分布図と資料——．東京大学出版会，363p.
小林儀一郎（1918）：顕著なる海岸段丘．地学雑，**30**，p449.
国土地理院（1960）：一等水準点検測成果集録，Vol. 6.
——（1970）：一等水準点検測成果集録，Vol. 13.
町田　洋・新井房夫・宮内崇裕（1984）：北日本を広く被う洞爺火山灰．第四紀学会講演要旨集.
三谷勝利・小山内　熙・松下勝秀・鈴木　守（1965）：５万分の１地質図幅説明書「函館」．北海道立地下資源調査所，32p.
三好真澄（1983a）：最終間氷期の海成段丘の年代と分布に関する諸外国の研究の紹介．第四紀研究，**22**，23-41.
——（1983b）：日本における最終間氷期以降の更新世海成段丘の形成期——隆起速度に基いた年代推定——．地理評，**56**，819-834.

長尾　巧・佐々保雄 (1933)：北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1)～(2). 地質学雑, **40**, 555-577, 750-775.

——・—— (1934)：北海道西南部の新生代層と最近の地史 (3)～(4). 地質学雑, **41**, 47-60, 211-260.

NAKATA, T., IMAIZUMI, T. and MATSUMOTO, H. (1976): Late Quaternary tectonic movements on the Nishi-tsugaru coast, with reference to seismic crustal deformation. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser.*, **26**, 101-112.

大森博雄 (1972)：北海道松前半島南部の地形発達——統計的手法による階段状地形の解析の一つの試み——. 地学雑, **81**, 351-381.

岡山俊雄 (1961)：日本の地形構造と地質構造の関係. 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 50-68.

OTA, Y. (1969): Crustal movements in the late Quaternary considered from the deformed terrace plains in Northeastern Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **40**, 41-61.

—— (1975): Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines. *Quaternary Studies, Royal Soc. New Zealand Bull.*, **13**, 231-239.

太田陽子・成瀬　洋 (1977)：日本の海成段丘——環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ——. 科学, **47**, 281-292.

大塚弥之助 (1942)：活動してゐる皺曲構造. 地震, **14**, 46-63.

瀬川秀良 (1959)：松前半島東岸の海岸段丘について. 東北地理, **11**, 1-6.

—— (1975)：渡島半島海岸段丘の対比とその ^{14}C 年代. 函館大学論究, 第10輯, 81-98.

SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, K. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Res.*, **3**, 39-55.

SPARKS, R. J. and WALKER, G. P. L. (1977): The significance of vitric-enriched airfall ashes associated with crystal enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 329-341.

杉村　新 (1952)：褶曲運動による地表の変形について. 震研彙報, **30**, 163-178.

高木俊男 (1983)：上磯地域富川層の軟体動物群集について. 北海道日本海側に分布する新生代層の諸問題, 北海道地質構造発達史の解明をめざすシンポジウム（特集号）——その7——, 36-37.

The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973): Explanetory text of the Quaternary tectonic map of Japan, National Research Center for Disaster Prevention Science and Technology Agency, 167p.

土　隆一編 (1981)：日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料（続編）. 日本の新第三系の生層序・年代層序の総括, 124p.

八木浩司 (1983)：播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比. 地理評, **56**, 324-344.

山口昇一 (1978)：知内地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1）, 地質調査所, 55p.

(1984年3月26日受理)

地学雑誌 93-5 (1984)

環日本海地域比較層序論（中篇）

小 林 貞 一

Comparative Stratigraphy around the Sea of Japan (II)

Teiichi KOBAYASHI

はしがき

前篇で既に諒解されるように中朝地塊，特にその東部は Heterogen としての性格が顕著であり，シコタ山脈や日本群島とは異なる地質区をなしているが，当然その相互に関係するところについては論及せねばならないのである。その地塊地質に就いては出来るだけ簡単に述べているので，この地区の地質の詳細については下記の拙著を参照されたい。

Geology of South Korea etc., *Geology and Mineral Resources of the Far East, vol.* 1, p. 25-134, 2 pls. 2 geol. maps. 1967.

Geologic Structure of North Korea and South Manchuria. *Ibid. vol.* 2, p. 1-123, 3 geol. maps.

若しくは

Geology of South Korea with special reference to the Limestone plateau of Kogendo (Kwangweondo), *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec.* 2, *vol.* 8, *pt.* 4, 1953.

A contribution to the geotectonics of North Korea and South Manchuria. *Ibid. vol.* 10, *pt.* 2, 1956

また，朝鮮地史の今昔（前後両篇）—本誌86巻2～3号—にはその後の進歩に併せて所見を記しておいた。

日本の地質に対しては木村敏雄著（1977—）日本列島—その形成に至るまで—（1，2上下，3の上，1—1265頁，未完，古今書院）を初め重要な文献が手近かにあるので，後篇に予定している文献集でも参考あるいは引用文献の一部をしか挙げないであろう。

本論文前中篇に依って蒙古地向斜が造山帯となり，其の本体の東端部が太平洋側へ移動して第2次のシコタ地向斜が出来た事に触れているが，第1次の蒙古地向斜の東翼の地史に就いては，下記の拙論を参照されたい。

The Manmo group of the Mongolian geosyncline in Manchuria and adjacent areas. *Geology and Mineral Resources of the Far East, vol.* 3, 1971, p. 3-69, University of Tokyo press.

また，中北満とその近隣の満蒙層群と秋吉造山運動について，本誌79巻4号，1970，195-223頁に所論を記述しておいたが，後者には文献を省略した。前者には当時までの多数の文献を列挙しておいたので，今回は本論文の文献集にはその大部分を省略する考えである。両論文発表後約10年間の進歩を含めて私は「蒙古地向斜東部の地史的考察」と題して本誌 90巻6号にこの問題を再論し新しい参考論文を追記しておいた。

既に本論文前篇で論述したように，豆満地区は蒙古地向斜と秩父地向斜の会合するところとして東亜地質上の要所になっている。アジア大陸の基本的な大地体構造区分は次の四者となる。(1) 中央シベリアの大剛塊，(2) 蒙古地向斜から発展した内陸の造山帯，(3) 東洋の大 Heterogen，(4) ヒマラヤ，或いはテチス地向斜（狭義）と呼ぶアジア大陸を抱く大地向斜から発展して来ている縁辺造山帯—これは既にゴンドワナ大陸の断片と諸剛塊と結合して現在では主に太平洋に面する東南縁帯で地殻変動が活発に活動している。この私見は既に「佐川造山輪廻」の論文中に発表しておいたのであるが，東の太平洋側から見た私の所見を下記の論文に公表した。

The mountain systems of the western side of the Pacific ocean classified from the standpoint of genesis. *Proc. of the 7th Pacific science congress at Auckland and Christchurch, New Zealand*, 1949, *vol*. 2, *geology*, p. 254-261.

その後1956年に東亜地質上巻，―253＋11頁　朝倉書店―の冠頭　第1章中にアジア大陸の生長と言う観点からこれら地質構造の大単元の意義を解説し，東洋 Heterogen（かつては朝鮮シナ Heterogen 或い雑塊と呼んだ）によって内陸と周縁の両造山帯が隔てられ，その間に「小さな剛塊（すなわち microcraton）とその間をつなぐ網目状の褶曲帯からなっている複雑な集合体」これが東洋雑塊帯であるが，「これは東アジアで非常に幅広くなっている。」欧洲大陸では Stille を初め一般にこれを看却していたのであるが，四角いボヘミアの地塊が microcraton の一つであり，それ自体純粋の小剛塊と云ふよりはむしろアジアの雑塊帯が西方へと狭まった末端部の小雑塊片に外ならないと私は考えている。

ここまで欧亜大陸の大地体構造論を進めて来ると，西洋側に尖滅する欧亜雑塊帯（Eur-Asiatic Heterogen）と称する巨大な楔状体の東端で内陸造山帯と陸縁造山帯の結合点が，豆満・綏芬地区であると云うことになる．従って日本海の地史的発展と称するような特殊問題としてだけ見ていてはその本来の重要な意義が理解出来ない。夫故私は中篇の末尾に「黒部江亜地向斜と松花江盆地」と題する1章を設けることにした。このような標題を選んだのは，蒙古地向斜に就いては最近に本誌に寄稿しているので，その二畳三畳紀地史についての極く最近の新知識を補足してこれを繋とし，その造山帯剛化後にその背後に残留した黒竜江亜地向斜（subgeosyncline）が佐川造山によって造山帯となり，シコタ造山帯とも結合して一体化し，続いて内陸造山帯が崩解して地塊化し松花・Zeya の双生盆地が形成されるのであって，その地史的展開の記述を以って本篇を結ぶことにした。

V.　ソ連沿海州南西部の三畳・侏羅両系とシコタ山脈の白亜系

沿海州南西部の三畳系は日本と同様レチックを欠いているが，他の諸階は揃っている。その中下部は岩相・化石共に日本の稲井―蔵法院の諸統に近似しているが，日本程厚くはない。基底礫岩が二畳系を，そして一部で古い花崗岩を被い，その礫中に花崗岩も含まれている。スキティック階は菊石・二枚貝を含み田穂・黒瀬石灰岩などとフォーナが近縁で古くから注目されていた。最近 Russky 島およびその近傍から豊富な *Tirolites* フォーナが記載された（BURIY & ZHARNIKOVA 1981)。KRYSHTOFOVICH(1923)が報告した *Pleuromeia sternbergi* は Olenekian のものとされているが，*Pleuromeia* は北上山地でも発見され，陸生植物でも両地間に繋りがある。アニシック菊石中には *Sturia japonica* がある。浦塩北方で二畳系を被っているラディニック階は下位に Sputnikovsk suite があり，*Gymnotoceras* aff. *paucicostatum* Yabe & Shim. や *Daonella densisulcata* Y. et. S. を産して利府統に近い。その上に整合する Kiparisovo suite は海成相中に植物層が夾まれている。本層上部から *D. densisulcata* と共に *Daonella mousoni* を産するが，後者は厚保統産の *D.yoshimurai* の近似種であって本 suite の下部を蔵法院統に対比すれば，上部は厚保統に近い時代となる。植物化石は本 suite 下部中に夾在しているのであるが，その種属では，Rhaeto-Lias 型で美祢フローラ群は既にラディニックに出現していた事になる（BURIY & ZHARNIKOVA, 1981)。沿海州南部の中下部三畳系は砂岩・頁岩類を主とし，下部が厚さ2―150 m で，アニシックが500―700m，ラディニックが400―800mである。北上の稲井層群では平磯層150―300m，大沢層150―300m，風越層300―500m，伊里前層800―1500mで，さらに利府層500m 以上となっている（小貫　1981)。従って日本の方が遥かに厚層である。

上部三畳系はその基底を著しい不整合で限られ，非海成層・海成層が2回繰返している。それらのうちには火山性物質を伴っている。海の二枚貝には *Tosapecten suzukii*, *Chlamys mojsisovici*, *Mytilus tenuiformis* など日本で建てられた種を含む多くの共通種がある。それらを通じてこのフォーナが日本の河内ケ谷フォーナと極めて近縁である。また志高統と同様に *Neoschizodus laevigatus*, *N. rotundus* な

第３表 ソ連沿海州南部の上部三畳系化石層序 (KIPANISOVA 1972, p. 171)

統	階	Fauna and Flora	
J_1		*Chlamys* cf. *textoria*	
Upper Mongugai, Noric	Penevozninsk	*Monotis ochotica* s. lato *M. jakutica* *Oxytoma mojsisovicsi* *Entolium kolymaense* *Tosapecten subhiemalis*	20—110 м
	Ambinsk	*Clathropteris meniscioides* *Dictyophyllum nathorstii* *D. mongugaicum* *Hausmannia ussuriensis* *Thinnfeldia ambabiraensis* *Drepanozamites nilssonii* *Taeniopteris ambabiraensis*	300 м
Lower Mongugai, Carnic	Pesuanskinsk	*Monotis scutiformis* s. lato *Monotis multicostata* *Oxytoma mojsisovicsi* *Tasapecten suzukii*, s. lato	100—120 м
		Otapiria ussuriensis *Halobia* ex gr. *zitteli* *Tosapecten subhiemalis* *Grypoceras buriji*	200 м
		Oxytoma zitteli *Tosapecten suzukii*, s. lato *Neoschizodus rotundus* *Pleuromya submusculoides*	150—200 м
	Sadlorodsk	*Cladophlebis gigantea* *Taeniopteris minuscula* *T. stenophylla* var. *mongugaica* *Parajacutiella mongugaica*	750 м
T_r^2			

どの所謂 Glatten Myophorien Gruppe が，ここでもカーニックまでは生存している。近年九州や四国など外帯の上部三畳系中に megalodontids が発見された。Primoria でも *Neomegalodon* を産出しているのでこのテチスフォーナに特徴的な貝化石によって *Primoria* 南部の海が南に開いていたことは否定出来ない。この地のモンゲガイ層は，美祢・成羽・志高等内帯の上部三畳系と同様植物化石を産し，炭層を挟んでいる。その時代はカーニック・ノーリックであるが，美祢層群の厚さは約4,800 mでその下に2,000m 以上と推算されているラディノ-カーニックの厚保層がある。成羽層群はカーニック上部からノーリックで厚さは約2,500mでその下に100m弱のカーニック下部の共和層がある。志高層群も1,720—1,650 mの厚層で，その上部から産する動植物化石層の時代は三畳紀後期より古くはあるまい。これら一連の西日本の地層は Mongugai（蒙古街）層より は遥かに厚いモラッセである。日本ではそのうちには火山噴出物は殆んど全く欠けているのに反して，蒙古街層には凝灰岩類を伴い秋吉造山帯背後の火山活動を記録しているもののようである。

三畳紀後期の海侵はノーリックの後半，即ち *Monotis scutiformis* の時代から *M. ochotica* の時代（GROMOV & TUCHKOV 1972）へと拡大した。興凱湖低地の北西側では 3,000m の厚い火山性物質に富んだ南双鴨山組が満洲側にあり，*M. ochotica* を産している。更に北方では海侵が黒竜江亜地向斜を遡って後バイカルに達しているので Dzugdur 山脈の南側まで広くノーリックの海が拡ったのである。

侏羅系もソ連極東に広く分布し，後バイカルや Bureya 河盆地には海の化石を伴う厚い層序が知られている。シコタ山脈でも侏羅系の厚さは西部で3,800m，東部では9,000m に達するとの事であるが，化石は左程多く産しない。山脈中部ではライヤスの厚さ1,000m の砂岩頁岩層から *Grammoceras, Arnioceras, Coeloceras* が見出されている。Aalenian の砂岩・頁岩・珪質岩層 1,200m 中には *Inocerasmus* cf. *formosulus* がある。厚さ1,000m の砂岩頁岩礫岩層から *Rasenia, Lytoceras* などが知られている。沿海州南部ではライヤス中部の砂岩・礫岩層中に *Plicatula* (*Harpax*), *Chlamys, Oxytoma* などを産する。次ぎに Aalenian の砂岩層は種々の *Inoceramus* (*formosulus, skorochodi, subambiguus*) を蔵している。その上に250m の砂岩頁岩層，100mの礫岩砂岩層があり，その上の砂岩シルト頁岩層120—130m 中に *Buchia* (=*Anaucella*) *bronni* を産

して Oxfordian 乃至 lower Kimmeridgian とされている。最上部には100m の砂岩層があり *Buchia* 類や Perisphinctids から Kimmeridgian-Tithonian とされている。

ソ連極東でも三畳紀末から侏羅紀初にかけて豊ケ岳時階の海退があり，層序の間隙を生じた。堆積盆地は若干変形したであろう。シコタ山脈東部では Aalenian に安山岩質玢岩やタフを伴っている。Bikin 中流の *Trigonia, Myophorella* 砂岩や浦塩近傍の Askold 島や Rakova 河の *Vaugonia, Myophorella* 砂岩がジュラ紀中期でないとすれば，Bajocian-Bathonian はソ連極東では海退期で，飛驒時階の地殻運動は日本に於けるよりも著しかったであろう。シコタ山脈西部の Bikin 河流域や南方の Ussuri 湾沿岸地域では上部侏羅系が傾斜不整合に古い地層を被っている。侏羅紀中期の褶曲運動に伴って花崗岩が貫入したが，鉱化作用は生じなかった。

VI. 秋吉山地と対馬盆地

蒙古地向斜は二畳紀後半には少くとも東満山地までは既に造山陸化を完成していた。二畳紀後期の海も三畳紀前中期の海も豆満綏芬地帯から奥深くは侵入しなかった。この三畳系中下部層群は日本の稲井統や利府・蔵法院両統と共通の種属を含んでいて，当時の秩父地向斜が日本海の彼方に拡がり，シコタ地向斜と繋っていたことには疑う余地を残さない。動物化石のみでなく，陸生植物の *Pleuromeia* までが沿海州南部と北上山地に分布しているのであるから，当時両地はまさに亜細亜大陸と太平洋との間で海岸線の彷徨する広い意味での半海成帯 (paralic zone) に属していたのであった。沿海州南部では日本に先んじてラディニックからレトリアス型の植物が既に出現している。また，スキティックや *Daonella* 層などの基底の不整合から見ると，彼地に於いては日本よりも稍々早く古期中生代の地殻変動が活発であったらしい。これに反して秩父地向斜では前造山の沈降が永続的で，北上山地では三畳紀中前期にフリッシュ型の非常に厚い地層が累積していた。

上部三畳系の基底には日本に於いてのみならず，沿海州南部でも著しい不整合が広く認められる。西南日本内帯では美祢統・成羽統・志高統など夫々が特有の層序を示しているが，何れもが半海成で海棲動物化石層と陸生植物化石層とを伴っている。その点は沿海州南部のモングガイ統も同様である。しかし後造山の地層の堆積速度は日本の方が彼地よりも迅速で，且つまた垂直・水平の層相変化も顕著である。しかし彼地では日本では見られない著しい火山活動が沿海州から烏蘇里河域に認められ，秋吉山地背後の火山活動を記録しているもののようである。

地動の点から見てウスリー湾西岸の蒙古街統と内帯西部の美祢統とが共に2輪廻的堆積をしていることが特に注目を引く。すなわち蒙古街統はその下部が下段の Sadlorodsk 植物層で，上段が Pedsusanskinsk 海成介化石層である。そして上部も下段は Ambinsk 植物層で，上段は Penevozninsk 介化石層である。美祢統は下部が浅海成の平原層でその基底に滝口植物層がある。中部は非海成の桃木夾炭層で，上部は半海成の麻生層である。

三畳紀後期の海侵は日本ではノーリック後期に最高潮に達するが，大陸側でも亦沿海州西南端から北上して東満山地の東側を経て黒竜江亜地向斜が西に拡がり，トランスバイカルに達していたことが，所謂 *Pseudomonotis ochotica* の代表する *Monotis* の広大な分布によって示されている。しかし朝鮮半島に三畳紀の海水が侵入した形跡は全くない。

朝鮮半島では兼二浦北東方の松林面で大同統基底に著しい不整合のあることを発見し（地質学雑誌37巻 1930），後に松林時階の造山運動が平壌炭田の複雑な地質構造の主要形成時階であることが判った（松下，小畠，池辺 1957）。平南地向斜では，平安系とその下の楽浪累系が松林変動に依って東西走向，即ち遼東方向を主軸とする著しい変形を蒙っている。同様の走向の褶曲帯は遼東半島西側でも認められる。大同層群は三畳紀後期乃至侏羅紀前期の盆地堆積物であるから，秋吉・松林両山地は共に古期中生代の造山運動の産物であって，その形成当初にはほぼ東西に並んでいたであろう。秋吉山地が沿海州南部に接近してい

たことは，比較層序論上否定し難い。それのみならず，遼東半東尖端部金州旅順地方にも同列の山地が形成されたのであった。

畳ケ岳時階の海退は東アジアの殆んど全域を陸化したので地向斜帯を除くと海成レチック階を広く欠除している。西南日本内帯ではこの海退を生じた地殻運動に依って上記の三畳紀後期の堆積盆地は消滅して侏羅紀には豊浦・山奥・来馬などの諸統の堆積した新たな盆地が出来た。そのうちでも来馬統は特に広く関東北部にまで拡って分布している。侏羅紀中葉の飛驒時階にはこの来馬盆地が消滅して，その西方に手取盆地を生じた。そしてこの盆地は白亜紀までも存続した。上記の侏羅系中で来馬統は就中厚い地層で，7,000 m以上に達する半海成の厚層である。沿海洲南部にも侏羅系が小区域に分布しているが，さほど厚くはない。しかし日本と同様侏羅紀中葉の地動に依って上下両段に分断されている。両地の侏羅系は共に主要化石として菊石と二枚貝を蔵している。そして菊石中には共通の属も挙げられているが，それらは分布の広い属か広義の属名であるもののようである。日本では来馬統から *Amaltheus* が，また手取・橋浦両統に股がって *Kepplerites* (*Seymourites*) が寒流系，あるいは北方系の属として知られているが，両属共彼地では発見されていない。これに反して彼地では日本に欠けている *Buchia* が広く分布している。このようなフォーナの相異から見て侏羅紀には来馬・手取などの盆地と沿海洲南部との間には秋吉山地が介在していたと考えられる。しかし乍ら将来 *Inoceramus* や三角貝などの詳しい比較研究が行われれば，両地のフォーナの間に若干の近縁性が見出されるかも知れない。何れにしても三畳紀に比べれば侏羅紀の海のフォーナでは生物区としての相異が顕著である。

最近のコノドントや放散虫の研究結果，国内ではかつて古生層とされていた地層中に三畳系や侏羅系の含まれていた事が明らかになった。特に西南日本内帯では私が山口相と呼んでいた部分に古生界から中生界へ転籍する部分が多く，日本には巨智部忠承が明治27，28年に赤穂・生野両図幅中に設けた中古層が少くないことが判明して来た（本誌88巻，1979）。この秩父中古生層では，それと同時に沖合相が侏羅紀まで西南日本内側に存続していたことを実証した。これより先き西南日本外帯の鳥巣統が内帯の侏羅紀海成相とは著しく異なる暖海成相であることが判っていたので，これら内外両側の浅海成相の間に，それよりも深い沖合相の中間帯が侏羅紀まで存続していた事が判明して来たのである。

これを要するに三畳紀前半まで朝鮮半島の東側には海域が展開していたのであるが，その中頃以降の造山運動で，そこに秋吉山地がそして半島北部中には松林山地が形成された。美祢統は秋吉山地南側の盆地であり，蒙古衝盆地はこの山地北方に位していて，そこでは火山活動が旺盛であった。ノーリックの海侵はその後期に至って *Monotis* 海の氾濫期となるが，レチックには海退陸化し，侏羅紀になると，秋吉山地の北側には *Buchia* の海が拡った。南側にも北方からのフォーナが侵入したけれども，秋吉山地南側には広く海が拡がり，その南方の Eo-Nippon の陸起軸の南には鳥巣暖海が太平洋側の沿海をなしていた。

そこで日本の中生代非海成介化石相の地史を省みると，秋吉造山後の美祢統基底の滝口層が発端である。しかしその後北上の志津川統までは未だ汽水性で，手取統に至って純淡水性の貝類が出現するのである。秋吉・飛驒の両時階は日本弧内側に於いて，このような古生物地理的転機を画しているのである（本誌92巻，1983）。

次ぎに朝鮮半島を見るとその南方を沃川褶曲山脈が斜走しているが，この地帯は侏羅紀後期乃至末期の大宝地殻変動で形成された山脈で，その西南半は変成作用と深成作用のためにその地質構造がまだ詳らかでないが，北東半の地質構造はおよそ解明されている。この褶曲帯が形成されると，それと前後してその東南側にあった先寒武紀の古い岩石からなる岑南山地の東南側が沈降した。そしてそこに慶尚層群と称する非海成で火山性物質に富んだ厚層が堆積した。この層群は南東に緩斜しているのであるが，中国地方西端部から北九州には古くから硯石統と称していた慶尚層群と岩相の類似する地層が北西方に傾斜しているので，両側の地層の岩相と構造を考慮して，この硯石・慶尚両層の堆積盆地を対馬盆地と呼んで来た。そして現在では慶尚層群と狭義の硯石統とも云う可き関門層群，その下に位して吉母介層をその上段に有

する豊西層群，および侏羅・白亜両紀に股がる飛驒山地の手取層群の上部との対比関係もかなりよく判って来た。上記の吉母介層は内帯の領石統とも云う可き地層であって，本層を通じて外帯の下部白亜系との関係も判明した。最近では朝鮮側でも慶尚層群下に不整合を以って隔てられた卯谷 (Myogog)層があり，そのうちに，手取種に近いと思われる *Viviparus*(?) cf. *onogoensis* が発見されている(梁承栄 1984)。更に注目す可きは沿海州南部の下部白亜系中にも手取・領石・吉母などの汽水性貝類を産する事である。すなわち Valangian とされている Klyuchevsk 層から *Aucella keyserlingi* ほか *Aucella* 数種と共に *Corbicula* aff. *tetoriensis*, *Exogyra ryosekiensis*, *Ostrea* cf. *yoshimonsis*, *Astarte sakawana* などを産している。それのみならず *Onychiopsis elongata* も報ぜられている。これらの陸生植物および汽水性の動物化石は，侏羅紀末期乃至白亜紀初頭に，吉母海湾が朝鮮半島の東南側を北上して，浦塩の近傍に達していたであろうことを示唆しているようである。或いはまた手取盆地とも接していたのではないかとも考えられる。

慶尚層群の下段は洛東亜層群でその下位に *Koreanaia-Nippononaia* 帯が，上位に *Trognonioides-Plicatounio* 帯がある。この後者の化石帯は関門層群上部の脇野層中にも認められるが，*Trigonioides kodairai* は吉林省南東隅の間島地方で大拉子統からも発見されている。従って Neocomian 後期にはその前期の Klyuchevsk 海湾は消失して，対馬盆地より遥か北方の豆満・綏芬地区には大拉子湖があったのである。

中国地方西端部の豊浦湾は侏羅紀中期までは存続していたが，その後に陸化し褶曲する。この大賀造山の呼応する大宝変動によって沃川褶曲帯も亦形成された。この変動に依って秋吉山地は南下し，嶺南山地との間に対馬盆地を形成するのであるが，夫れに先き立って吉母海湾が朝鮮半島の東側，即ち京畿・嶺南地区の東側を北東方に奥深く進入して浦塩近傍に達していたのであった。海湾はまた手取盆地の方からも沿海州の方に繋っていたかも知れない。そして手取海湾も亦大賀変動に依って湖沼と化する。そしてここでも対馬盆地と同様に *Trigoniodes-Plicatounio* フォーナが生息した。

江原道石灰岩台地に展開している沃川褶曲帯の南縁をなす白雲山向斜はその名の由来する白雲山を頂点として，北に凸なる弧を描いている。そして咸白山の東で，太白山大構造線に沿って東側地塊が南にずれている。しかもそのようなずれが，日本海岸までの間に3回繰り返されている。この東側地塊の南方への移動は明らかに慶尚層群の堆積後で白亜紀末乃至第三紀初期の火成活動と前後しているので，それ以前の対馬盆地の輪廓を考えると，中国西部や北九州の関門層群は現在より遥かに北方あるいは北東方に位していたであろうが，その基盤をなす秋吉山地は先ず盆地を形成した大賀造山に依って松林山地の東方から遥かに南へと第2回の移動をしていたのである。そして白亜紀後期の第3次の移動によってその東部が南進して盆地が破壊されたのである。その結果中国地方や北九州はほぼ現在位置に到達したのである。

VII. シコタ山脈の白亜系と佐川造山運動

1961年に上記の主題を考察した時には N. B. BELIAEVSKY らの極東の一般層序会議録表，1956，ソ連の地質構造，1958，その他若干の論文に基づいたが，ここでは最近の数論文を参考して記述する。Udaland では海成上部侏羅系上に湖成の夾炭下部白亜系が続き，黒竜河下流では侏羅系上部から白亜系が一連の海成層序を形成しているが，シコタ山脈ではネオコミアン下部層，或いは Valangian の海成層が侏羅紀およびそれ以前の諸層を不整合に被うていて，大賀時階の地動によって陸化した。Kosmomolsk 山のフリッシュ型白亜系は厚さ3000 m の厚層をなしている。そして *Aucella* が対比上重要な鍵となっている。

前章で既述の如く沿海州南部のバランギァンとされている Klyuchevsk 層は *Aucella* のみならず手取・吉母フォーナと類縁の汽水性介化石や植物化石を蔵している。しかし東北部では Hauterivian を欠くところが多い。Barremian 乃至 Albian-Aptian の地層は広く分布していて，基底の不整合に始まるところが多い。スッチャン（蘇城）炭田では，Suchansk, Ultursk の両統に分けられているが Suchansk 層から

時代	綏芬盆地	蘇城盆地
Albian	Galenkov	Frentsev
Aptian	Lipovets	North Suchan
	Ussuri	

は *Trigonia pocilliformis*, *T. hokkaidoana*, *T. subovalis* 等の日本との近似種が報ぜられているので、その鑑定に基いて推測するならば、*Pterotrigonia pocilliformis* は物部川統下段に、*P. hokkaidoana* はその上段、即ち宮古統に広く分布している。そして *Apiotrigonia* (*Heterotrigonia*) *subovalis* はギリヤーク世に北海道の三笠砂岩中の特徴的三角貝とされている。夫故彼地の近似三角貝が同時代のものとすれば第1種は Neocomian 後期で、*Trigonioides kodairai* とほぼ同時代、第2種は Aptian-Albian、第3種は Cenomanian-Turonian 頃を示唆している。換言すれば、その初期には西方では非海成の大拉子統が堆積していたのであったことになる。そしてこれらの三角貝は、当時海湾が東方，恐らく蝦夷地向斜の方から奥深く拡っていたことを指示している。

蘇城・綏芬の両盆地では夾炭白亜紀層が Valangian や古生層を不整合に被うている。最近の研究では下部の夾炭層を North Suchan suite, 上部の三角貝を含む浅海乃至半海成層を Frentsev 層と呼ぶ。綏芬盆地では基底礫岩と砂岩シルト岩互層からなる Ussuri 層、中部の小礫岩と砂岩シルト岩互層からなる Lipovets 層，上部の Galenkov 凝灰質砂岩シルト岩層に分けられている。そして新属 *Nicanodendron* を含む多くの被子植物化石が North Suchan suite, Lipovets 層，および Galenkov 層下部から採集され，上表の如く対比されている（KRASILOV, 1965）

シコタ山脈の東南部には大略ギリャーク統相当とされた Largasinsk 統が広く分布している。これは *Inoceramus concentricus nipponicus* を産する千m 以上の厚層で，砂岩・シルトからなる。その上に不整合に砂岩・シルト岩・タフからなる Udominsk 統が重なっているが，これも亦千m 以上の厚層で浦川統に対比されていた。この山脈では白亜系最上部に厚い Oliginsk 火山岩層があり，その下部には安山岩とタフが，上部には流紋岩とタフが主体をなしていて，本統の基底に著しい不整合が認められ，ヘトナイ統相当とされ，その上限はダニアンに及ぶかも知れないと考えられていた。そして本山脈南端部の Partizansk 湖成層はこれと同時代の異相ではあるまいかと考えられていた。このようにして，Klyuchevsk 前に大賀時階，Suchansk 前に大島時階，Largasinsk 前に佐川時階，Udominsk 前に和泉時階，そして Oliginsk 前に後和泉時階の地殻変動が日本弧と呼応する不整合で指示されていると考えられていた。

最近の ABLAYEV, KONOVALOV, KRASILOV (1972) の研究によると Largasinskya suite の *Inoceramus* や Udominsk suite の *Acteonella* などの鑑定に疑問があり，これらの化石は Albian の菊石や *Hemiaster* と共存している。それのみならずこれらの相当層中の植物化石を見ても，これまで考えられていた程これらの地層の時代は若くはない。また ALBAYEV らはシコタ山脈東部の新白亜紀植物化石を研究した結果，Partizansk 植物群はセノニアンよりも古く日本の足羽フローラに対比され，その時代は Cenomanian-Turonian である。夫故本山脈白亜系中の主要不整合は新旧白亜紀の間頃となる。従って ALBAYEV らはシコタアリン地向斜の中生代後期の造山運動は Albian 後期乃至 Cenomanian 前期となり，日本の佐川造山と同じ頃に終結したと結論している。シコタ山脈でも日本と同様に白亜紀後期の花崗岩の貫入体がある。この山地南端部では74--105 myr. の花崗岩類の貫入に伴って錫タングステンの鉱床が出来ている(GOROROV et al, 1972)。

VIII. 黒竜江重地向斜と松花江盆地

a. 蒙古地向斜から黒竜江重地向斜へ

1931年 GRABAU が The Permian of Mongolia のうちに大蒙古地向斜は泥盆紀の当初に生じた東西方向に延びた沈降帯で泥盆紀中期の崑崙海侵がヒラマヤ地向斜から拡大して蒙古地向斜を内海化し，それに次いで石炭紀前期の海水が Sair Usu その他に達し，更に遅れて Uralian の海が Jisu Honguer 石灰

岩を蒙古に堆積させたと考えた。私が大興安嶺中部東麓の索倫から産した数種の介化石を記載してその時代を恐らく二畳石炭紀であろうと結論したのはこの年であった。

その後約10年を経て中北満から古生代中後期の化石が相次いで発見され，斉藤林次（1940）は南満・北支・朝鮮等の平安・朝鮮・震旦等の諸系がなる層群を南満型とし，北満型から区別した。私は野中淳一と共に中北満のみならずその近隣の知識を綜合して奥陶・志留両系以上二畳石炭系に至る一連の層群を満蒙層群として一括することを提唱し，試案としてこれを上中下の三部にに分けた（1942)。これと前後して私はソ連沿海州の三畳系層序をも参照して中部三畳系以下奥陶系まで一連の地層は蒙古地向斜の堆積物で，それらが秋吉造山輪廻によって変形した事を指摘した（1942)。

これにより先き1927年に SCHONEMANN は中央アジア南部で地向斜が南北に分岐し，北翼は蒙古・後バイカル・満洲・黒竜江等を経て太平洋地向斜と会する。そしてこの地向斜は白亜紀前及び白亜紀の造山運動と深成岩の貫入を受けた。氏はこの造山帯はアルプス型であると述べたのに対して，STILLE は独逸型或いはドイツ・アルプス両型の中間型であろうとし，OBRUTSCHEW もこれに賛成した。

1931年に TETIAEFF らは後バイカル東部を詳細に研究して中生層群が著しく擾乱されていることを明らかにした。中北満の中生層が既に固化した基盤の上に乗る陸成の盆地堆積物である故に私は後バイカルからオホーツク海に延びるこの褶曲帯の中生層群は造山帯と化した蒙古地向斜の背後に残された黒竜江亜地向斜の堆積物で，それが佐川造山輪廻によって褶曲したと言う所見を述べた（1942)。

それ以来私は蒙古地向斜の秋吉造山については1970年，1971年に邦文と英文でこれを論じ，また1981年に最近の知見を綜合して考察したのであるが，二畳・三畳両紀の地史について，その後の新事実を加えて若干の追記をしておく。

上記の索倫の海棲貝化石は現在では二畳紀中期と考えられるのであるが，張麗旭(1941) はその近傍で非海成介化石層を発見して私は久越貞孝と共にこの naiads を記載した（1942)。この介化石は *Carbonicola* (?) の3種，*Palaoomutela* の2種，*Palaeanodonta* 1種で，既知種と近似するものは *Palaeanodonta* cf. *longissima* のみでこれは本来 Kuznetsk 盆地の Kolchugino 統から記載された種である。今日ではこの種の二畳紀後期の naiads は黒竜江扎賚特旗，竜江県，嫩江県，遼寧林西県等から知られている。

陳不基・董潔(1981) によると長春附近九台県では *Neocalamies* を含む黒灰色凝灰質粉砂岩中に介甲類に属する4種の *Cornia* があり，そのうちの3種はソ連で三畳紀前期としている Zaspelova の種である。

b. 黒竜江亜地向斜

Stanovoi-Dzhugdzhur の先寒武紀造山帯と二畳三畳紀中に完成した蒙古，オホツク造山帯との間には，後バイカルの東部から黒竜江の河口地域へと東西に近く中生代の堆積区が出来ていた。これは蒙古造山帯が形成された後にその背後に残された不安定な堆積地帯で，私はこれを黒竜江亜地向斜と呼んで来た。

小興安嶺東部では中下部三畳系が二畳系上部の侵蝕面を被い，白亜紀前期の熔岩に被われている。アムール中流の Khektsin, Vandan 地域では二畳系上部から三畳系中下部まで整合している。最近蒙古北東部 Ulan Bator の東方 Onon 上流の Jargalantuin 地溝向斜で古い花崗岩上の上部二畳系を被うている三畳系厚さ1,300m は砂岩頁岩および基底礫岩からなり，*Prosphingites*, *Anakshmirites*, *Anasibirites* や二枚貝を蔵していて Olenekian と定められている。またそのうちから Keuper 下部の植物化石を産している。そして侏羅紀前期とされている火山岩・礫岩層に非整合に被われている（LEBEDINSKY & TARASENKO 1971)。後バイカルではチタ近傍に厚さ500—600m の下部三畳系が花崗岩を被い，酸性・中性の火山岩を主とし，Klilka 河畔凝灰質頁岩中に古期中生代の植物化石を産している。本層も亦侏羅紀礫岩に被われている。更に Nerchinsk 西方 Igoda 流域の侏羅系基底礫岩中に *Claraia clarai* に近似する二枚貝が収得されている。これは要するに蒙古地向斜末期まで海水が本亜地向斜帯に残存していたのであった。

黒竜江上流の Shilka, Amazar, Galakam 支流域では志留・泥盆系を被っている厚さ約300m の三畳紀

砂岩・シルト層からカーニック上部乃至ノーリックの *Monotis* が見出されている Nerchinsk 西方では礫岩上に *Monotis scutiformis* を含む暗緑色砂岩があり，その上に *Monotis ochotica* やその変種を産する灰色砂岩があり，共に頁岩・粘板岩を伴っていて皿貝層乃至河内ケ谷層に対比される。礫岩下には砂質頁岩があり，その下に灰色石灰岩があり，基底は不明であるが本層を井内統に対比すればこの石灰岩は舘の石灰岩に相当するかも知れない。

黒竜江省東端部の那丹哈達山には，主に輝緑凝灰岩からなる清江層群中から宝清双鴨山で *Monotis ochotica* が発見されている。河内ケ谷・皿貝両統に対比されるこの上部三畳系は秋吉造山のモラッセである。レチックは東アジアでは広く海退陸化の時代であったが，Bureya 流域から *Harolella* が例外的に報ぜられている。

侏羅系は後バイカル東部によく発達していて層相の変化に富んでいる。海成相は Onon，Gasimur 両河間にあり，その層序は下記の如くである。

1. 基底礫岩，80m

2. ライヤス砂質頁岩，600m以上。下部に二枚貝，植物を，*Aegoceras, Beaniceras, Dactylioceras* を上部に産する。

3. ライヤス上部，400mの礫岩から180mの砂岩を経て50m の頁岩へ移化し，*Dactylioceras* その他の介化石を蔵する。

4. Aalenian の粘板岩，120m，砂岩を伴い，箭石，*Lycoceras, Posidonomya* 等を産出

5. Aalenian-Bajocian 砂質粘板岩，600 m，*Ceromya, Modiola* 等

6. Callovian-Bathonian 砂岩，約1,000m砂質粘板岩を挾有，Perisphinctids

7. 侏羅系上部・白亜系下部の礫岩120m，Turga，Gasimur 河畔に分布，南方 Onon，Borsia では厚さ2,500m

8. 含 *Inoceramus* 中下部白亜系約1,000m，Algatschi の侏羅と称する地層がGasimur 上流の北側に分布し，約5,00mの夾炭層で，その植物化石はニカンよりもモンゲガイに近く，恐らくライヤ前後のものと考えられる。

Turga 河の南東にタフに富んだ所謂エステリアの侏羅がある。最下部のタフ・礫岩・頁岩層から報ぜられている *Euestheria hectori* は大同介蝦群に属してライヤスかも知れない。次ぎに Karabon 帯の *Euestheria reticulata, E. transbaikalica* があり，層序では侏羅紀中期に当っている。DEFRETIN-LEFRANC (1965) が Kuenga 流域から *Keratestheria* 数種をジュラ紀中期のものとして記載している。Turga 帯は *Euestheria middendorfii* と共に *Lycoptera, Ephemeropsis* を産して侏羅紀後期の特徴的フォーナで東亜に広く分布している。KRASINETZ (1963) は *Nestoria reticulata* を白亜紀前期としている。

黒竜江上流西側の侏羅系層序は BILICHEVA と PORTNYAGIN (1963) によると

1. 古生界中部を不整合に被うている礫岩・角礫岩，1.5—40m

2. 多源的砂岩に礫岩やシルト岩を夾み，*Harpax spinosus* などの介化石を産す，75—300m

3. 頁岩・石灰質頁岩・シルト岩，1,200m，下部に *Harpax spinosus* 産出。以上３者はライヤス中下部

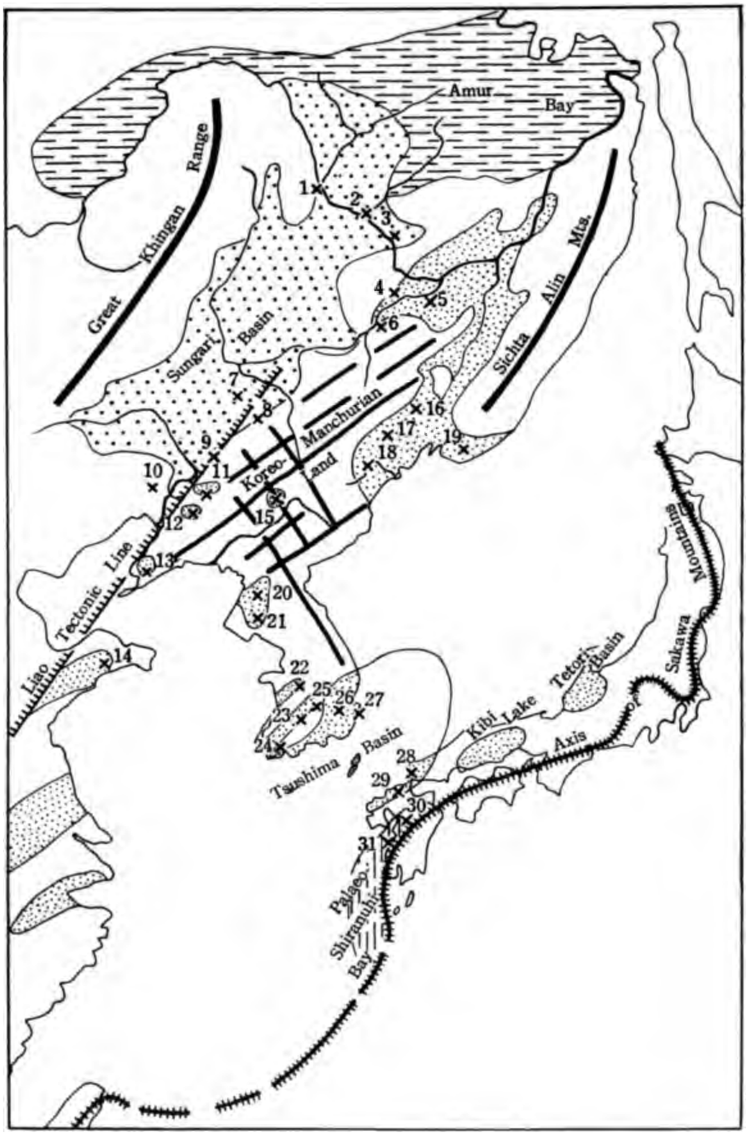
4. 多源的粒度不同の砂岩，基底内礫岩が不整合（？）ライアスを被う，900m *Inoceramus* cf. *ambiguus* その他を産出

5. 薄成層の頁岩・シルト岩に砂岩随伴ノジュール多数，1,200—1,400m，*Inoceramus retrosus* 他，Aalenian（？），陸成中部侏羅系の Khoiodzikan 組

a. 礫岩・角礫岩，150m以内，中部古生界を被う。

b. 主に多源的粒度不同の砂岩，偽層発達，1,800m，*Gingko schmidtianus* ほか。

c. 巨礫岩と多源粗粒砂岩，1,500m。本組中から *Inoceramus* cf. *aequicostus* を産出し，Bathonian-Callovian の介化石を有する海成砂岩に不整合に被われている。



第3図　東アジアの白亜紀古地理図（小林，1959）
横破線：侏羅紀後期旧白亜紀の黒竜江湾
丸点：白亜紀松花江統（広義）
小点：白亜紀湖成層，主に中下部
縦破線：白亜紀中期の古不知海湾
なおシコタ山脈は白亜紀後期以前は海域

1. 黒河	2. Kasatokina	3. Pashkov	4. 鶴崗	5. 富錦
6. 三姓	7. 伏竜泉	8. 紅窰	9. 泉頭	10. 阜新
11. 営盤	12. 本渓湖	13. 普蘭店	14. 莱陽	15. 通化
16. 東寧	17. 羅子溝	18. 和竜・大拉子	19. Suchan（蘇城）	20. 平壌
21. 兼二浦	22. 公州	23. 全州	24. 和順	25. 永同
26. 大邱	27. 慶州・仏国寺	28. 吉母	29. 脇野	30. 御船
31. 御所浦島				

後バイカル東部には侏羅紀後期乃至白亜紀前期の含植物化石層がある（TESLENKO, 1968）。下部は主に凝灰質砂岩，中部は熔岩・凝灰角礫岩など，上部は凝灰質礫岩と砂岩の互層，Shadoron 統と呼ばれる。

Bureya 盆地の中生層は花崗岩類その他を被うている。その下段の Chagany 組は最厚800mの海成層で *Arctocephahites* その他を産し，これを一部非整合に被うている Talyndazhan 組は夾炭陸成層であるが，下段との漸移部は半海成の沿岸相である（MARKOV 他，1970）。

黒竜江下流地域の下部白亜系厚さ5,500m には Valangian-Albian の *Aucella*, *Aucellina* を蔵しているがシコタアリン程に豊富でない。そしてそのうちに非整合のところもある。本系の下には放散虫を含む侏羅系が続いている（AKHEMET'YEV 1967)。

三畳紀後期に広範囲に亘る海侵があり後バイカルでは侏羅紀，特にその前半までに層相の変化が著しい。侏羅系上部乃至白亜系下部には砂岩・礫岩がよく発達し，下限を不整合で限られている処もあり，この間に海成から夾炭層へと層相の変化する処もある。そして白亜系上部は広く欠けている（KOSYGIN, 他，1976)。後バイカルでは，中生層群が複雑な褶曲をしていて，低角衝上を生じていることが古くから SCHONEMANN, RUDNEW PRESNIJAKOW によって報ぜられている。本亜地向斜の基盤は既に蒙古地向斜の造山運動と火成活動によって，半ば固化分裂しているので，中生代後期の地殻運動では，地域的に差別的変形をした。それに伴って，花崗内緑岩その他の深成岩が黒竜江中下部流域に広く貫入している（PUNTFINTSEV & ZAGRUZINA 1980）

c. 東満山地およびその周辺の中生層群

満蒙層群では二畳紀後半に陸相が発達する。また広く花崗岩が侵入してアジア中国地塊と合体する。そしてそこに新たな堆積盆地を生じたのであった。それらの盆地には中生代の陸成層が堆積した。満鮮の中生代前中期山間盆地は小型で，夫々に個別の地史がある。これに反して，中生代後期には，中国東北の中部に広大な松遼盆地が出来る。そして朝鮮半島の南部から西日本にかけて所謂対馬盆地を生じた。この間例外的に三畳紀後期と侏羅紀に海水が那丹哈達嶺の東縁を汀した。また白亜紀には，東満山地と小興安嶺の間を貫ぬいて松遼盆地へも海水が内侵して，潟湖化したことがあった。

張武・蕭国義（1982）によると，本渓湖炭田地方では上部二畳系石千峰組上に整合に重なる鄭家組（厚さ約800m）は下部三畳系と考えられている。その上に平行不整合に重なる林家組（150m）は種々の植物化石のみならず魚化石（鱗片・骨），昆虫・輪藻などを産して中部三畳系とされている。植物化石を含む上部三畳系は，西方の熱河地区でも南票・朝陽・凌源等にあり，中上部三畳系間や上部三畳系と下部侏羅系との間に，秋吉・豊ケ岳両時階の傾斜不整合も見出されている。

延辺地区の吉林省汪清県天橋岺では *Cycadocarpidium* 数種を含む豊富なフローラが発見され Noric-Rhaetic と考えられ，日本の美祢フローラと近縁で亜熱帯の沿海植物群に属する（孫革 1979)。

呉水波ら（1980）によるとこの地方の上部三畳系は中性酸性火山岩・タフ・凝灰質砕屑岩からなる約3,000mの厚層で，托盤溝，三仙岺，馬鹿溝，天橋岺の４組に分けられ，托盤溝組は花崗岩を被い礫岩に花崗岩礫を含む。第２層にも植物化石を蔵しているが，第３の馬鹿溝組は夾炭層で，そのうちに豊富な植物化石層がある。

この地方のジュラ紀後期の地層としては *Onychiopsis elongata* その他の植物化石を産する和竜層群があり，夾炭層である。白亜紀前期には竜井・大拉子両統があり，後者から *Trigonioides* や淡水巻貝が記載された。これら上下両統は延吉層群として一括されている（周志炎ら，1980)。

琿春地区ではかって古第三紀とされた厚さ数百mの灰色砕屑岩層があり，基底部にタフや礫岩を挟み，ジュラ紀（？）火山岩を不整合に被うている。二道溝で本層中に *Protophyllum*（？）７種を含む植物化石が発見された。その時代は新白亜紀で当時の北太平洋東西を結ぶフローラとして注目を惹いている（郭双興・李浩敏，1979)。

晩侏羅世・早白堊世の夾炭中生層群は北上すると密山と穆稜，その西北方に宝清・勃利，そしてその南

西延長上に蚊河・樺甸などの盆地がある。

那丹哈達岺では清江層群と称して主に凝灰岩・輝緑岩からなる3000mの厚層があり，古期岩層を不整合に被うている。宝清双鴨山でその下部に夾在する頁岩中に *Monotis* (*Entomonotis*) *ochotica* が発見されて Noric の海がこの地に及んだことが明らかになった。現在ではこの海成上部三畳系を南双鴨山組と称している。かってはその上に下部侏羅系の三陽層群・中侏羅統の撓力河層群・上侏羅統の鶏西層群が重なり，鶏西層群即ち密山統から晩侏羅世の *Subkossmatia* が発見されたと記されていた（顧知微 1964）。上記の菊石は最近完達山地区の竜爪溝層群産 Callovian *Acrocephalitse* とされ（顧知微 1982），鶏西層群中の海相層とされている（瀋陽地質砿産研究所 1980）。そして第3の中生代海侵として晩白亜世前期に松遼盆地が一時的に内侵を受けて嫩江組と伏竜泉組に汽水・半汽水性化石を産することが挙げられている（顧知微 1964）。

d. 松花江 Zeya 盆地

かって私共は松花江統を下位から泉頭・嫩江・伏竜泉の3層に分け，その時代は新白亜紀乃至古第三紀への過渡期までと考えたが(1942)，後に花井哲郎(1951)が嫩江層産の介形類を研究して，その時代が白亜紀中期より若くはあるまい，せいぜい白亜紀後期の初めまでであると結論した。大興安嶺と東満山地との間が陥没して広大な松遼盆地が生成されたのはまさに中生代後期の特筆す可き出来事であった。1959年にはこの大盆地北部で大慶油田が発見されたのであって，近年松遼平原下の層序は急速に進歩しつつある。その層序区分や時代論は定説化していないが，大略下記の如き層序が認められていて，白亜系の上下両部の境界には未だ著しい所見の対立が認められる。葉得泉・張覚（1981）によれば泉頭組上部から明水組までに13段の特徴的な介形類化石組合が識別されている。蘇徳英ら（1970）は泉頭層から嫩江層までを白亜紀中期としている。

第4表 松花江統とその上下の層序とその時代に関する2説

瀋陽地質鉱産研究所(1980)	松遼盆地	大慶油田開発研究院(1976) 大慶油田科学研究設計院(1981)
上第三系	泰康組	第三系
	大安組	
下第三系	依安組	
白亜系上部	明水組	白亜系上部
	四方台組	
	嫩江組	白亜系下部
	伏竜泉組	
	姚家組	
	青山口組	
	泉頭組	
白亜系下部	登楼庫組	
	営城組	
	沙河子組	
侏羅系上部	火石嶺組	
	?	
侏羅系中部	白城組	

松遼盆地東部の長春北東方に位する九台・営城や昌図に近い沙河子には泉頭層基底の不整合面下に営城・沙河子の両組があり，共に火山岩に富んだ夾炭層で植物化石を多産する（楊学林・張礼文，1981）。これら侏羅紀諸層が松遼大平原下において松花江統基底の不整合面下に如何様に分布しているかは問題である。

大黒山脈西側の山麓には南方開原近傍まで松花江統が随所に露出しているが，大平原では広く第四紀の堆積物に被われている。しかし近藤利八によると沈陽南方のボーリングで本統のものと思われるコアがある。北満高台では北安・二井・竜井・桃家・托里木・柏根里その他多数の地点で本統が認められた。二井ではエステリアも採集された。更に北方で黒竜江の左岸地区でララミーフローラの植物が Paschkow 駅に近い Bogutschan の丘陵で発見されている。また第三系と上部白亜系の漸移層から古第三紀と白亜紀の両植物化石を産出している。

Bureya 河が黒竜江と合流するところから少し下流の Paschkow と Kassatkina で河成堆積物中

から *Cupressoxylon* や恐竜が採集され，RIABININ は *Cupressoxylon* や *Manchurosaurus amurenis* 他3種を識別したが，満洲竜は蒙古で Iren Dabasu 層に産出している。先きに述べたように白亜紀旧期には後バイカルまで奥深く海湾が拡がっていたのであるから，その後，海が後退して，白亜紀新期には Zeya の盆地が出来たのである。この盆地ではこの上部白亜系は広く第三系に被われている。満洲でも亦遼河下流の平原下には第四系の下に新第三系の明化鎮組・館陶組があり，また古第三系の東営組・沙河街段が潜在している。

これを要するに中生代後期には黒竜江亜地向斜は造山運動によって褶曲陸化したが，その後に，松遼盆地，Zeya 盆地が形成された。中国東北では大興安嶺と東満山地が隆起してその間が沈降して松遼盆地を形成した。これと前後して Zeya の盆地も出来た。南方では沃川小地向斜が大宝変動によって造山帯と化し，嶺南山地の南東側が沈降して対馬盆地を生じた。そして京畿地塊以北は南満山地と共に南北盆地を隔てていた。撫順炭田や北朝鮮の鳳山炭田などを除くこの山地の殆んど全域が新生代には侵蝕にさらされていた。

（1984年6月4日受理）

地学雑誌 93-5 (1984)

火成岩における V・Ni・Co 比の地球化学的特徴

石 川 秀 雄*

Geochemical Characteristics of the Ratios of V, Ni and Co in Igneous Rocks

Hideo ISHIKAWA

Abstract

Triangular diagrams showing the trends and fields of the ratios of V, Ni and Co in some igneous rock types, oceanic tholeiites and rock-forming minerals are presented and their significance is discussed. Typical igneous rock types and rock-forming minerals occupy characteristic fields in the diagrams. It is clear that there are different trends for the ratios of V, Ni and Co and V/(V+Ni+Co) ratios to Si contents among various differentiation series.

It seems that such diagrams are suitable for showing chemical variation in geochemical process.

I. はじめに

ここ30年来，微量元素に関する地球化学的研究は著しく進展し，地球岩石のほか，隕石・月岩石などの地球外物質についても数多くの研究がなされている。とくに火成岩については，結晶分化作用の過程における微量元素の分配と挙動の研究は以前から行われ，最近では深海性ソレアイトの微量成分や同位体組成の上から，マントル物質の地球化学的非均質性の問題が，さかんに論じられている。

微量元素のうち遷移金属元素の Cr・Ni・Co・V などは，これとイオンの結晶化学的性質が近似する主元素の Mg や Fe の挙動と関連して今までにも多くの研究がある。

本文では，とくに火成岩における遷移金属元素のうち V・Ni・Co をとりあげ，その量比の示す2・3の地球化学的特徴を関係図を用いて紹介する。

II. 火成岩および造岩鉱物の V・Ni・Co 比

1) 火成岩

さきに筆者は，V・Ni・Co の量比を示すV・Ni・Co 図において，通常の火成岩は，ある限られた区域を占め，その中でも岩系別（アルカリ岩系，カルク・アルカリ岩系，ソレアイト岩系）で多少異った区域を示すことを明らかにした（ISHIKAWA 1968）(Fig. 1 a)。

Fig. 1 b には，おもな火成岩の各平均値についての V・Ni・Co 比をプロットしてある。まず安山岩では，TAYLOR et al. (1969) によって分類された各種安山岩のうち，高K安山岩から低 Si 安山岩までの種別でそれぞれ同比に多少の違いがあるが，いずれもV角の近くに位置する。なお，TAYLOR et al. (1969) は V/Ni 比に基づいて，安山岩の特徴づけと成因について述べているが，この図を用いると，V/Ni 比のほか Ni/Co 比も同時にわかり区別が明瞭に示される。最近，BAILEY (1981) は MIYASHIRO

* 千葉大学教育学部地学教室 Department of Earth Sciences, Chiba University

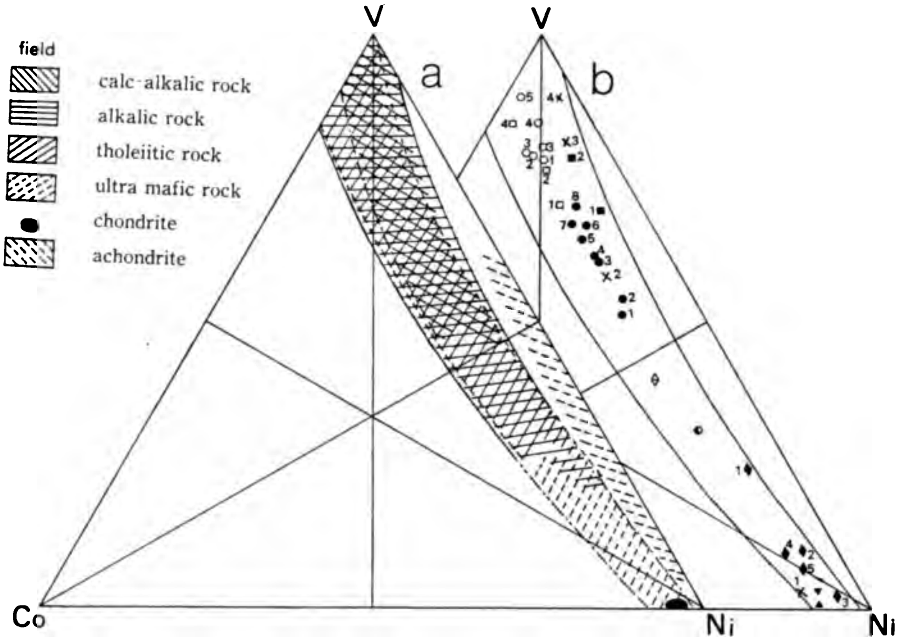


Fig. 1　Boundaries and fields of calc-alkalic, alkalic and tholeiitic rock series, chondrites and achondrites (Fig. 1 a) (from ISHIKAWA, 1968). Some average compositions are also plotted in Fig. 1 b. The averages for various igneous rock types are indicated as follow ;

×1. peridotite (New Zealand) (CHALLIS, 1965) ; ×2. basalt (TUREKIAN and WEDEPHOL, 1961) ; ×3. granite (calcium high) (TUREKIAN and WEDEPHOL, 1961) ; ×4. granite (calcium low) (TUREKIAN and WEDEPHOL, 1961) ; ▼ hartzbergite (New Zealand) (CHALLIS, 1965) ; ▲dunite (New Zealand) (CHALLIS, 1965) ; ◆1. kimberlite (Yakutiya, ASSR) (LITINSKII, 1961); ◆2. kimberlite (Basutoland) (DAWSON, 1962) ; ◆3. kimberlite (North Africa) (GREENLAND, 1963) ; ◆4. kimberlite (North Australia) (GREENLAND, 1963) ; ◆5. kimberlite (Kimberly, South Africa) (MURAMATSU, 1983) ; ⊖ eclogite in kimberlite (South Africa, CHEN, 1972) ; ■1. oceanic tholeiite (ENGEL et al., 1965) ; ■ 2. oceanic alkali basalt (ENGEL et al., 1965) ; ○1. low-Si andesite (TAYLOR, et al., 1969) ; ○2. all andesite (TAYLOR, et al., 1969) ; ○ 3. high-alumina basalt (TAYLOR, et al., 1969) ; ○ 4. low-K andesite (TAYLOR, et al., 1969) ; ○5. high-K andesite(TAYLOR et al., 1969) ; ◐boninite type rock (Mariana trench) (DIETRICH, et al., 1978) ; □1. andesite from Andes (thick continental margin) (BAILEY, 1981) ; □ 2. continental island arcs (BAILEY, 1981) ; □3. other andesite (oceanic island arc) (BAILEY, 1981) ; □4. low-K andesite (oceanic island arc) (BAILEY, 1981) ; ●1. olivine-normative tholeiite (PRINZ, 1967) ; ●2. nepheline-normative alkali basalt (PRINZ, 1967) ; ●3. all alkali basalt (PRINZ, 1967) ; ●4. olivine-normative basalt (PRINZ, 1967) ; ● 5. all basalt (PRINZ, 1967) ; ●6. all tholeiite (PRINZ, 1967) ; ●7. olivine-normative alkali basalt (PRINZ, 1967) ; ●8. quartz-normative tholeiite (PRINZ, 1967).

(1974) などによる安山岩の tectonic setting の違いによる分類に基づいて微量元素の相違を検討し，海洋性島弧安山岩，大陸性島弧安山岩および大陸性周辺部地域安山岩の順で Ni/Co 比が高くなることを示したが，それぞれの安山岩について V・Ni・Co 比でも，その違いが示される。とくに，アンデス山脈などの厚い地殻をもった地域の安山岩は，かなり玄武岩に近い位置を占めるのが注目される。

高 Mg 安山岩の成因については，その Ni 高濃度などから，マントル起源の可能性が指摘されている

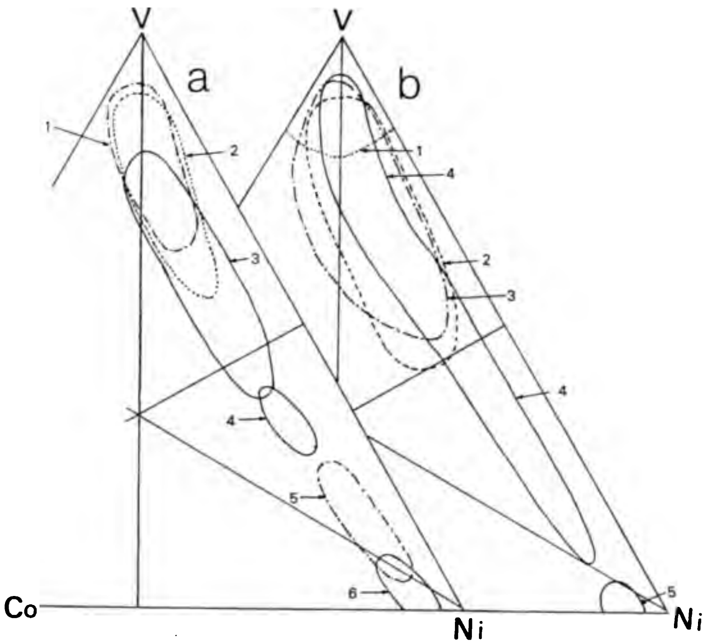


Fig. 2 Boundaries of some typical igneous rock types and rock-forming minerals.
a: *Igneous rocks*. 1. andesite, 2. high-alumina basalt, 3. basalt, 4. boninite type rock, 5. kimberlite, 6. peridotite.
b: *Rock-forming minerals*. 1. magnetite, illmenite, 2. hornblende, 3. biotite, 4. clinopyroxene, 5. olivine.

が（KUSHIRO and SATO 1978, その他），マリアナ海溝で採取された高 Mg 安山岩のボニナイトは Ni 含有量は高く（DIETRICH et al. 1978），安山岩であるのにかかわらず同比は超塩基性岩近くの区域に位置する。

玄武岩では，もっとも相対的に Ni に富むノルムかんらん石ソレアイトから，もっとも Ni の少いノルム石英ソレアイトまでの，いくつかの岩型別で違いがみられる。エクロジャイトについては，ここではキンバライト中のものに限ってプロットしてある。キンバライトは産状，岩質別で同比にかなりの違いがみとめられる。

おもな火成岩の V・Ni・Co 比をプロットし，その分布範囲を示したものが Fig. 2a である。その範囲は超塩基性岩から順次酸性度がますにつれ，相対的に Ni に富む位置から，V に富む位置に移行する。そのうち，カンラン岩は主元素の Mg に伴って，もっとも Ni に富むことから Ni 角の近くを占める。キンバライトは平均値（Fig. 1b）の場合と同じように，分布範囲でもかなりの拡がりがみられる。高アルミナ玄武岩は，その Ni 含有量の上から安山岩との成因をめぐって，かつて HEDGE (1971) と TAYLOR et al. (1971) の間で議論がなされているが，その範囲は安山岩より，やや相対的に Ni の高い位置まで伸びているが，これはわずかのデータの影響によるもので，これを除けば，安山岩の境界とほぼ一致する。なお，高アルミナ玄武岩にもソレアイト系列のものと，カルク・アルカリ岩系列のものがあると考えられているので，今後この違いによる検討も必要であろう。玄武岩もかなり広い範囲がみられる。

以上述べた各岩石は，それぞれある範囲で示されるが，いずれも通常火成岩域内に位置する。この区域以外に位置するものとしては，斜長岩・斜長岩質岩石およびカーボナタイトなどの特殊岩類や熱水変質作用を受けた火成岩のほか，地球外物質の月斜長岩などがある。これらの岩石は一般に通常火成岩域の左側の相対的に Co に富む位置にくる。テクタイトは，すべて通常火成岩域にそれぞれの種別で一定の範囲をもって規則的に位置する。なお，ダーウィン・ガラスなどの衝撃ガラス（impact glass）は，通常火成岩域の右側のエコンドライトと同じ区域（Fig. 1a）に位置する（印刷中）。

2) 造岩鉱物

おもな造岩鉱物の V・Ni・Co 比の範囲は，火成岩より多少拡がるが，ほぼそれに近いところにくる

(Fig. 2 b)。

カンラン石は主元素の Mg ともっともイオンの結晶化学的性質が近似する Ni の濃縮が著しく，Ni 角の近くを占める。単斜輝石は，その化学組成が形成時における温度，圧力，化学的環境によって大きく支配され，組成範囲が広いこともあって，V・Ni・Co 比も，その母岩が超塩基性から酸性の度合を増すにつれて，Ni 角近くから V 角近くの間に，かなりの広範囲で変化する。また，その分布の境界は V-Ni 辺にほぼ平行し，通常火成岩域に一致するのが特徴的である。

なお，カンラン石や輝石中の Ni の分配については，玄武岩マグマの成因を考える上で重要視されており，今までにも多くの実験的・理論的研究（IRVINE and KUSHIRO 1976, HART and DAVIS 1978, KOGARKO and ARUTYUNYAN 1982, その他）がなされているが，ここでは，この問題にはふれず同比を図示するにとどめる。

角閃石と黒雲母は，ともに Ni, Co に対して V に富む位置に，また磁鉄鉱とイルメナイトは主元素の Fe^{3+} と Ti に伴って V が高濃度となるため，共に V 角近くを占める。そのほか，ここでは図示してないが，上記の特殊岩類中の黒雲母・角閃石・輝石などは，母岩の場合と同じように，一般に通常火成岩の造岩鉱物の範囲より左側の位置にくる。

なお，斜方輝石・斜長石・スピネルなどの造岩鉱物は，分析値が少なくここでは取扱っていない。

III. マグマの結晶分化過程における V・Ni・Co 比

1) V・Ni・Co 比の変化

マグマの結晶分化作用の過程における微量元素の分配については，今までにも多くの研究がある。微量元素のうち遷移金属元素に関しては，かつて LUNDEGÅRDH (1949) が，未分化の塩基性マグマは Cr>Ni>Co の関係があり，分化の末期には Co>Ni>Cr に変化することを示した。その後，WAGER and MITCHELL (1950, 1951)による Skaergaard 貫入岩体などの微量元素の研究に続いて，NOCKOLDS and ALLEN (1953, 1954, 1956) は多くの典型的な結晶分化作用によって形成した世界各地の火成岩類の分析を行い，岩系別に微量元素の含有量と元素比の変化を明らかにした。その中で Ni と Co については，結晶分化作用の初期から末期にかけて，マグマは Ni>Co から Co>Ni に変化することを多くの事例で説明した。また V については，ソレアイト岩系では，中期で一般に高濃度になることも指摘している。

その後，筆者は NOCKOLDS and ALLEN の研究結果と当時までに発表された分析値を検討した結果，V・Ni・Co 比が結晶分化過程で，もっとも規則的に変化することを明らかにした（ISHIKAWA 1968）(Fig. 3)。

以下その概要について述べる。まず Fig. 3 a で，V・Ni・Co の量的関係は次の6つのフィールドで表わされる。

Ⅰ. Ni>Co>V　Ⅱ. Ni>V>Co
Ⅲ. V>Ni>Co　Ⅳ. V>Co>Ni
Ⅴ. Co>V>Ni　Ⅵ. Co>Ni>V

このうち，カルク・アルカリ岩系では，同比は一般にフィールドⅢから出発して，末期には V 角に向い (Fig. 3a)，アルカリ岩系ではフィールドⅡから出発し，その後はカルク・アルカリ岩系と同様に V 角に向う (Fig. 3b)。しかし，ソレアイト岩系ではフィールドⅡから出発し，その後は上記の2系列と異なり，V-Ni 辺にほぼ平行のまま変化し，最終的には Co を残した形で Co-V 辺上に向う (Fig. 3c)。これは，ソレアイト岩系では，マグマの酸素分圧が小さいため，Fe^{3+}/Fe^{2+} 比は他の岩系に比べて小さく，末期においても，Fe^{2+} に伴う Co^{2+} の保持があったことによると考えられる。なお，Skaergaard や Dillusburg 貫入岩体の場合，一般のソレアイト岩系と異なり，末期でフィールド V の方向に向うが，最近の研究によると，最終分化生成物である文象斑岩は，混成作用を受けた可能性が指摘されているので，この

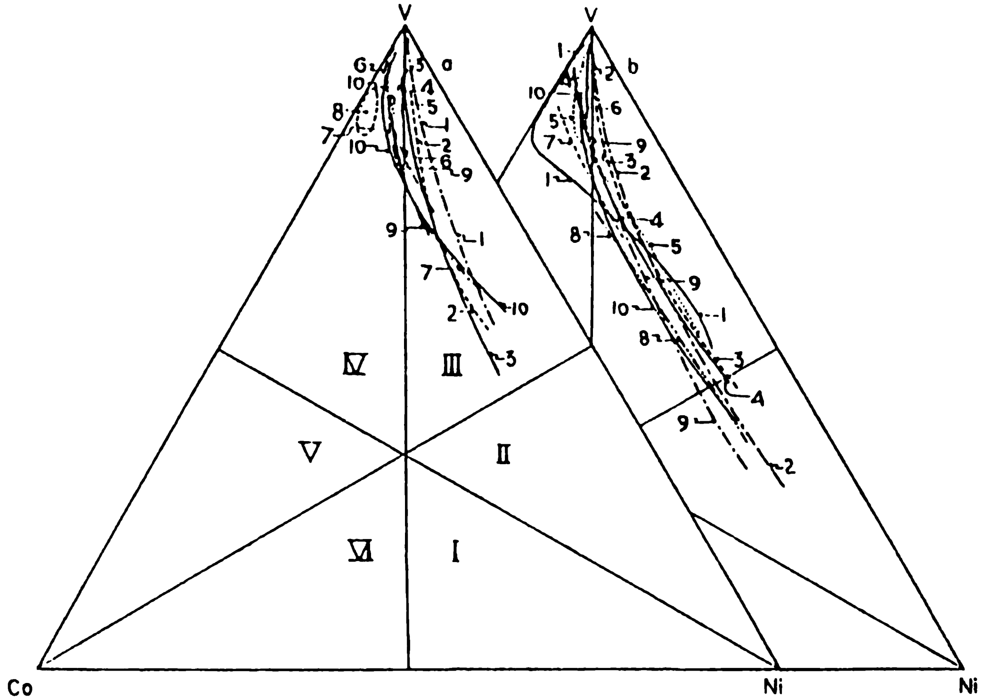


Fig. 3 Variation trends for calc-alkalic, alkalic and tholeiitic rock series. (from ISHIKAWA, 1968)

a. *Calc-alkalic*. 1. Crater Lake (basalt→hypersthene dacite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 2. Medicine Lake Highlands (basalt→rhyolite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 3. Scottish Caledonian (dolerite→granite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 4. Adak and Kanaga Islands, Aleutian Islands, Alaska (basalt→andesite) (COATS, 1952); 5. East Central Sierra Nevada (pyroxene andesite→rhyolite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 6. Southern California batholith (quartz-biotite norite→granite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 7. Lassen Peak (basalt→hornblende andesite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 8. Lasser Antilles (olivine basalt→dacite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1953); 9. Sierra Nevada batholith (granodiorite→quartz monzonite) (BATEMAN et al., 1963); 10. Little Sitkin Islands, Alaska (basalt→rhyodacite) (SNYDER, 1959).

b. *Alkalic*. 1. The Scottish Tertiary (alkali basalt→trachyte) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 2. Paresis Complex (rhyolite→comendite) (SIEDNER, 1965); 3. Central Sierra Nevada (basalt →latite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 4. The Polynesian Islands (alkali basalt→phonolite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 5. The Polynesian Islands (alkali basalt→trachyte) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 6. The Polynesian Islands, Easter Island (basalt→obsidian) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 7. Hawaiian Islands (basalt→trachyte) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 7. Hawaiian Islands (basalt→trachyte) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 8. Honolulu Series, Oahu (nepheline-melilite basalt→nepheline basanite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 9. Gunnedah sill (teschenite→microsyenite) (WILKINSON, 1959); 10. Braefoot, Outer Sill, Fife (olivine basalt→teschenite) (HIGAZY, 1952).

特異な傾向は，この影響によることも考えられる。

以上，図で示されるように，一般的に塩基性マグマの結晶分化過程では，初期より末期にかけて，Ni>V>Co, V>Ni>Co, V>Co>Ni の順に変化することがわかる。

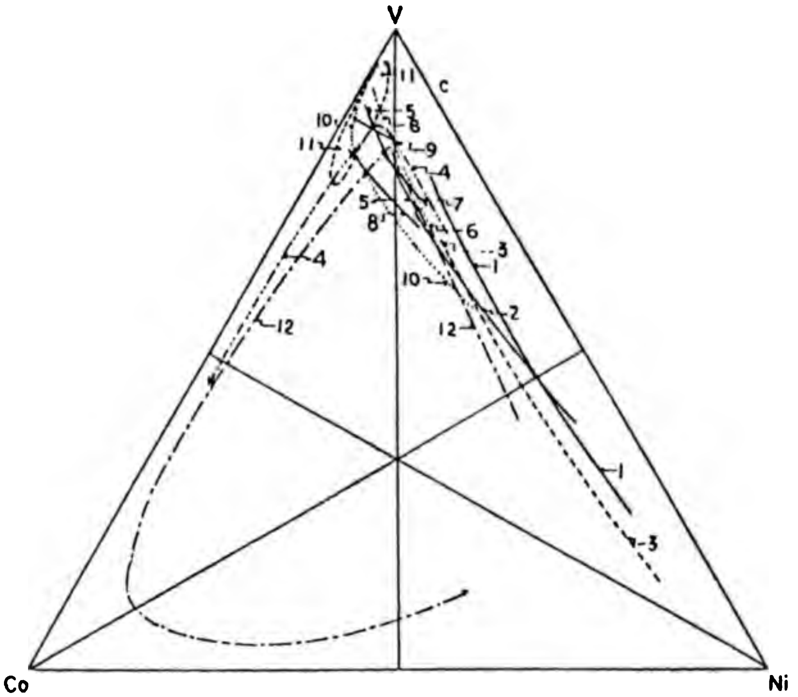


Fig. 3 (c)

c. *Tholeiitic*. 1. Hawaii, Hilina Pale rocks (tholeiitic olivine basalt) (*U. S. Geol. Survey*, unpublished) ; 2. Hawaii, Kilauea (tholeiitic olivine basalt) (NOCKOLDS and ALLEN, 1956 ; *U. S. Geol. Survey*, unpublished) ; 3. Hawaii, Mauna Loa (tholeiitic olivine basalt) (NOCKOLDS and ALLEN, 1956 ; *U. S. Geol. Survey*, unpublished) ; 4. Dillsburg (dolerite→granophyre) (HOTZ, 1953) ; 5. Karoo, Main trend (NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 6. Karroo, Iron rich trend(NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 7. Karroo, Mt. Arthur tholeiites (NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 8. Karroo, Third trend (NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 9. The Northfied sill (dolerite→granophyre) (NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 10. Tasmania, the Great Lake sill (dolerite→granophyre) (GREENLAND and LOVERING, 1966) ; 11. Hakone, P-series (olivine basalt→hypersthene dacite) (NOCKOLDS and ALLEN, 1956) ; 12. Skaergaard (hypersthene-olivine gabbro→granophyre) (WAGER and MITCHELL, 1951).

つぎに造岩鉱物との関係についてみると，カルク・アルカリ岩系とアルカリ岩系では，中期から末期にかけて，ややコースを左側に移行するものがあるが，これは角閃石や黒雲母に関連し，また最後に V 角に向うことも磁鉄鉱やイルメナイトに関係することが考えられる。ソレアイト岩系では，ほぼ V-Ni 辺に平行するが，カンラン石と単斜輝石の分布範囲が，ほぼ V-Ni 辺に平行していることに関連があると思われる。

2) Si—V/V+Ni+Co 図

各岩系列に典型的な結晶分化過程における Si に対する V/V+Ni+Co 比の変化を示したものが Fig. 4 である。この図で各岩系別での同比の変化のパターンの違いが明瞭に示される。

まずソレアイト岩系では，いずれも初期から末期にかけて Si に対し同比は増し，最末期に減少するので，上方に向って凸の形をしたパターンを示す。とくに Skaergaard, Dillusburg, Karroo および Ha-

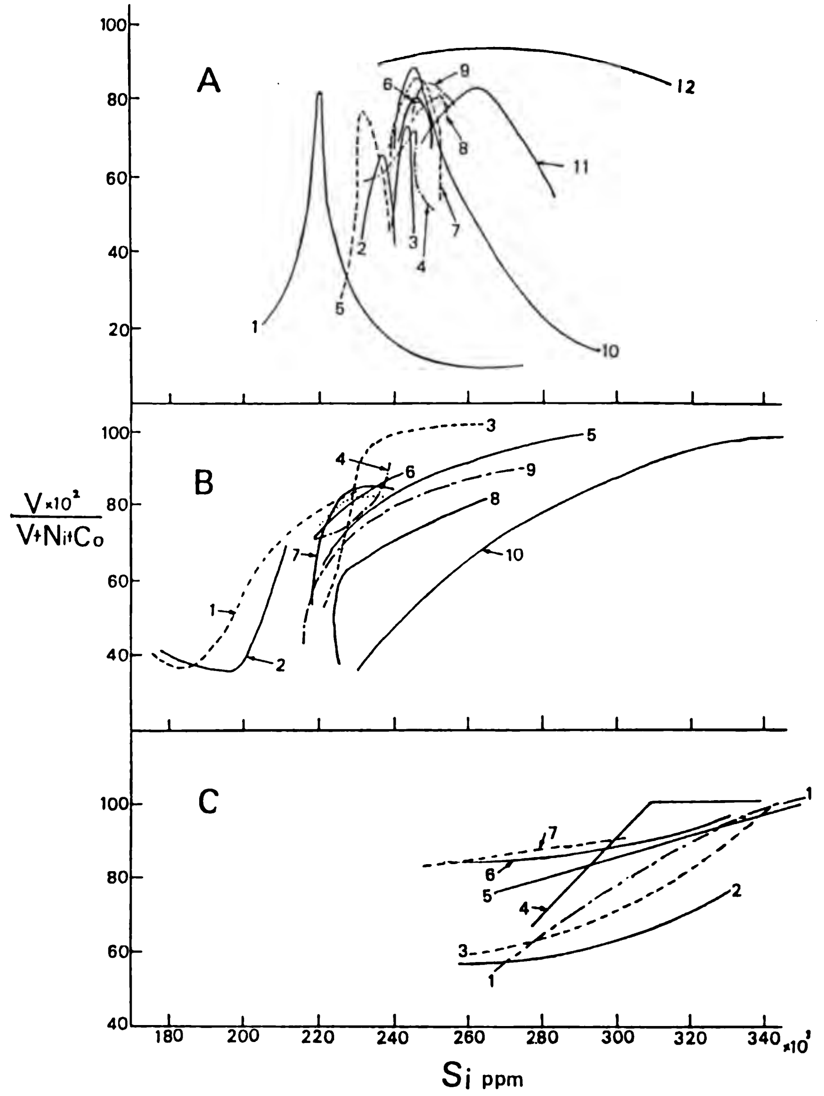


Fig. 4 Diagrams showing the variation of V/V+Ni+Co ratio with incressing Si for tholeiitic, alkalic and calc-alkalic rock series.

A: Tholeiitic. 1. Skaergaard (WAGER and MITCHEL, 1951); 2. Hawaii, Kilauea (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 3. Hawaii, Mauna Loa (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 4. Oahu, Koolau (*U. S. Geol. Survey*, unpublished); 5. Hawaii, Hilina pale rocks (*U. S. Geol. Survey*, unpublished); 6. Karroo, third trend (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 7. Karroo, main trend (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 8. Karroo, Mt. Arthur (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 9. Karroo, iron richtrend (NOCKOLDS and ALLEN, 1956); 10. Dillusburg (HOTZ, 1953); 11. Tasmania, Great Lake sill (GREENLAND, 1966); 12. Hakone, P-series (NOCKOLDS and ALLEN, 1956).

B: Alkalic. 1. Ponape (ISHIKAWA and YAGI 1970); 2. Hawaii, Honolulu (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 3. Polynesia, alkali basalt→phonolite (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 4. Polynesia, Easter Islands (NOCKOLDS and ALLEN, 1954); 5. Polynesia, alkali basalt→trachyte

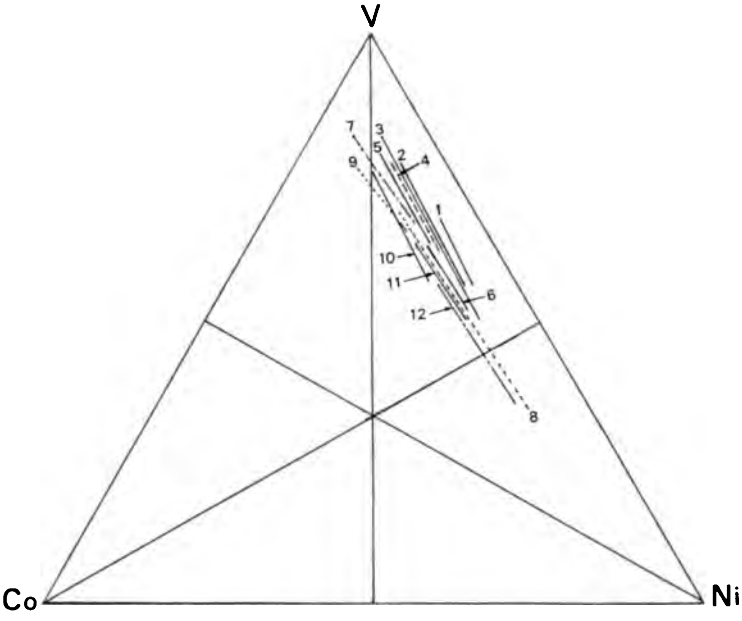


Fig. 5 Variation trends for some oceanic tholeiites.
1. 45° 50′N, rift zone of the Mid-Atlantic Ridge (MUIR and TILLEY, 1964) ; 2. East Pacific Rise (ENGEL et al., 1965) ; 3. 22°N, Mid-Atlantic Ridge (MELSON et al., 1968) ; 4. Oceanic tholeiites (THOMPSON, et al., 1972) ; 5. Southwest Indian Ridge (ENGEL and FISHER, 1975) ; 6. 45°N, Mid-Atlantic Ridge (WOOD, et al., 1979) ; 7. 63°N, Mid-Atlantic Ridge (WOOD, et al., 1979) ; 8. 36°N, Mid-Atlantic Ridge (WOOD, et al., 1979) ; 9. Bouvet triple junction, Mid-Atlantic Ridge (DICKEY, et al., 1977) ; 10. Conrad fracture zone, America-Antarctica Ridge (LE ROEX and DICK, 1981) ; 11. Carlsberg Ridge, Indian Ocean (CANN, 1969) ; 12. FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge (LANGMUIR, et al., 1977).

waii の場合で，その傾向は著しい。アルカリ岩系では，分化の初期に同比は急激に増し，その後は末期にかけて一般にゆるやかに彎曲したパターンを示す。カルク・アルカリ岩系では，上記の２岩系の場合に対し，ややばらつきはあるが，一般に初期から末期にかけて，ゆるやかな曲線または直線となり，同比は末期にかけて増加する。

以上述べた微量元素の Ni・Co・V は，主元素の Mg・Fe・Ti などと，それぞれ随伴関係があり，結晶分化過程における V・Ni・Co 比や Si に対する V/V+Ni+Co 比の変化は，おもにマグマの $Fe^{2+}+Fe^{3+}/Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}$ 比や酸素分圧に関係する $Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ 比などの変化のほか，造岩鉱物の晶出時期や組

(NOCKOLDS and ALLEN, 1954) ; 6. Hawaii, basalt→trachyte (NOCKOLDS and ALLEN, 1954) ; 7. The Scottish Tertiary (NOCKOLDS and ALLEN, 1954) ; 8. Central Sierra Nevada (NOCKOLDS and ALLEN, 1954) ; 9. Morotu (ISHIKAWA and YAGI, 1970) ; 10. Potassic Silver Peak, Center, Western Nevada (ROBINSON, 1972).

C: Calc-alkalic. 1. Crater Lake (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 2. Scottish Caledonian (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 3. Lassen Peak (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 4. Medicine Lake (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 5. S. California batholith (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 6. E. Central Sierra Nevada (NOCKOLDS and ALLEN, 1953) ; 7. Lasser Antilles (NOCKOLDS and ALLEN, 1953).

合せなどに関連するであろう。

IV. 深海性ソレアイトの V・Ni・Co 比

深海性ソレアイトは，かつて ENGEL et al. (1965) などにより，その化学組成の均質性が指摘された。しかし，その後の多くの深海底調査によって得られた多数の試料についての微量元素や同位体組成の研究が進むにつれ，ある限られた地域や，一つの深海掘削孔のみから得られたものであっても，かなり広い範囲にわたる組成変化を示すことがわかってきた。この深海性ソレアイトの非均質性の原因としては，マントル物質の部分溶融のほか，分別晶出作用，帯溶融などの複雑な関連があり，現在これについては多くの研究者によって論じられている。

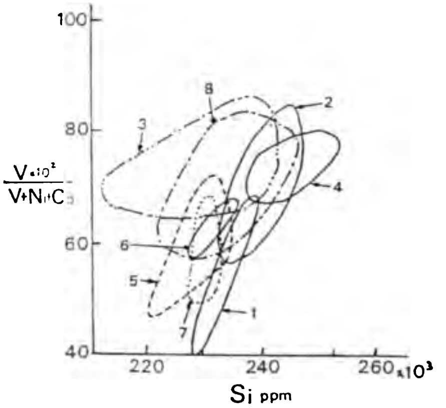


Fig. 6 Diagram showing the variation of V/V+Ni+Co ratio with incressing Si for some oceanic tholeiites.
1. 36°N, North Atlantic (WOOD, et al., 1979) ; 2. 45°N, North Atlantic (WOOD, et al., 1979) ; 3. 63°N, North Atlantic(WOOD, et al., 1979) ; 4. Bouvet triple junction, South Atlantic (DICKEY, et al., 1977) ; 5. Oceanic tholeiites(ENGEL, et al., 1965); 6. 45° 50′N, Mid-Atlantic Ridge (MUIR and TILLEY, 1964) ; 7. 22°N, Mid-Atlantic Ridge (MELSON et al., 1968) ; 8. Conrad fracture zone, America-Antarctica (LE ROEX and DICK, 1981).

Fig. 5 で示すように，一つの地域で得られた深海性ソレアイトの V・Ni・Co 比は，他の典型的なソレアイト岩系の結晶分化過程でみられたように，V-Ni 辺にほぼ平行し，あるまとまりがみられるが，分化の段階での規則的変化はみとめられない。また，Si—V/V+Ni+Co 比の関係でも同様に変化に規則性はなく，ばらつきも多く，ある範囲だけでしか示せない(Fig. 6)。このように，深海性ソレアイトの場合，結晶分化作用だけでは説明がつかず他の要因が加わっていることを示している。

なお，Fig. 5 で V・Ni・Co 比は V-Ni 辺に近いものから，その左側の離れた位置にくるものまであるが，一般に左側の位置には変質したものが多い。図中，左側の位置にある Carlsberg 海嶺や Conrad 断裂帯からのものも，多少変質している。この傾向はスピライト化したものなのでとくに著しい。なお ENGEL and FISHER (1975) は AFM 図において，AFM 比は深海性ソレアイトは FeO*-MgO 辺に平行し，そのうち新鮮なものは一般的に右寄り (FeO*-MgO 辺に近い位置) に，変質したものは左寄りにくることを指摘しているが，V-Ni-Co 図でも FeO*-MgO 辺を V-Ni 辺におきかえてみると，同様の傾向がみられる。

深海性ソレアイト中の V・Ni・Co について LANGMUIR et al. (1977) は，V はマントルでは非均質的でマントル内で動き易いとし，最近 BOUGAULT et al. (1980) も，Ni と Co はマントルでは均質的で部分溶融による影響はないが，V は影響されるとしている。Figs. 5, 6 でみられる傾向は，Ni/Co 比がそれぞれの地域では，最初あるきまった値をもっていたものが，部分溶融などの影響で V の量変化がおこり，そのため V・Ni・Co 比に変化を生じたことも考えられるが，今後の検討をまちたい。

V. おわりに

本文は主として，火成岩における V・Ni・Co 比の地球化学的特徴を図によって説明したにとどめたが，

*全鉄として示してある

今後，主元素との関係などについても研究を進めたいと考えている。おわりにのぞみ，本研究に対し種々御教示と御助言いただいた Cambridge 大学の S. R. NOCKOLDS 教授に対し，御礼申し上げる。

参考文献

BAILEY, J. C. (1981) : Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, **32**, 139-154.

BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., KING HUBER, N., MOORE, J. G. and RINEHAART, C. D. (1963) : The Sierra Nevada batholith-A synthesis of recent work across the central part. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, **414**-D, 1-44.

BOUGAULT, H., JORON, N. J. L. and TREUIL, M. (1980) : The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle : evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A. 297**, 203-213.

CANN, J. R. (1969) : Spilites from Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *J. Petrol.*, **10**, 1-19.

CHALLIS, G. A. (1965) : The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.*, **6**, 322-364.

COATS, R. R. (1952) : Magmatic differentiation in Tertiary and Quarternary volcanic rocks from Adak and Kanaga Islands, Aleutian Islands, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **63**, 485-514.

DAWSON, J. B. (1962) : Basutoland kimberlites. Bull. *Geol. Soc. Amer.*, **73**, 545-560.

DICKEY, JR. J. S., FREY, F. A., HART, S. R. and WATSON, E. B. (1977) : Geochemistry and petrology of dreadged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 1105-1118.

DIETRICH, V., EMMERMANN, R., OBERHÄNSLI, R. and PUCHELT, H. (1978) : Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and the Mariana Trench. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, **39**, 127-144.

ENGEL, A. E. J., ENGEL, C. G. and HAVENS, R. G. (1965) : Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **76**, 719-735.

ENGEL, C. G. and FISHER, R. L. (1975) : Granitic ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, Western Indian ocean. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 1553-1578.

GREENLAND, P. (1963) : *The fractionation of selected minor and trace elements in cosmochemical and geochemical process.* Ph. D. Thesis, National Australian University.

—— 1966 : Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**, 963-982.

HART, S. R. and DAVIS, K. E. (1978) : Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **40**, 203-219.

HEDGE, C. E. (1971) : Nickel in high-alumina basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 522-524.

HIGAZY, R. A. (1952) : The distribution and significance of the trace elements in the Braefoot Outer Sill, Fife. *Tran. Edinburgh Geol. Soc.* **15**, 150-184.

HOTZ, P. E. (1953) : Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **64**, 675-704.

IRVINE, T. N. and KUSHIRO, I. (1976) : Partitioning of Ni and Mg between olivine and silicate liquid. *Carnegie Inst. Washington Yearb.* **75**, 668-675.

ISHIKAWA, H. (1968) : Some aspects of geochemical trends and fields of the ratios of vanadium, nickel and cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 913-917.

—— and YAGI, K. (1970) : Geochemical study of the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin and Ponape Island, Western Pacific Ocean. *Jap. J. Geol. Geogr.* **XLI**, 15-32.

KOGARKO, L. N. and ARUTYUNYAN, L. A. (1982) : Ni/Co ratios of basalt magmas as an indicator of mantle redox equilibria. *Geochim. Inter.*, **19**, 1744-1752.

KUSHIRO, I. and SATO, H. (1978) : Origin of some calc-alkalic andesites in the Japanese Islands. *Bull. Volcc.* **41**-**4**, 576-585.

LANGMUIR, C. H., BENDER, J. E., BENCE, A. E. and HANSON, G. N. (1977) : Petrogenesis of basalts from FAMOUS area : Mid-Atlantic Ridge. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 133-156.

LEROEX, A. P. and DICK, H. J. B. (1981) : Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America-Antarctica Ridge. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **54**, 117-138.

LITINSKII, V. A. (1961) : On the content of Ni, Cr, Ti, Nb and some other elements in kimberlites and the possibility of geochemical prospecting for kimberlite bodies. *Geochemistry*, 813-821.

LUNDEGÅRDH, P. H. (1949) : Aspects to the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. *Sver. Geol. Under. Ser.* **C2**, No. 513.

MELSON, W. G., THOMPSON, G. and VAN ANDEL, T. H. (1968) : Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. *J. Geophy. Reser.*, **73**, 5925-5941.

MIYASHIRO, A. (1974) : Volcanic rock series in island arcs and active continental magmas. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.

MURAMATSU, Y. (1983) : Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberley area, South Africa. *Geochem. J.* **17**, 71-86.

NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R. (1953) : The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, 105-142.

—— and —— (1954) : The geochemistry of some igneous rock series. part II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **5**, 105-142.

—— and —— (1956) : The geochemistry of some igneous rock series. part III. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**, 37-77.

PRINZ, M. (1967) : Geochemistry of basalts : Trace elements. In *Basalts : The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, vol. 1. Edited by H. H. HESS and A. POLDERVAART, 271-323. Interscience Pub. New York.

ROBINSON, P. T. (1972) : Petrology of the potassic silver Peak volcanic Center, Western Nevada. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**, 1693-1708.

SIEDNER, G. (1965) : Geochemical features of strongly fractionated alkali igneous suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 113-137.

TAYLOR, S. R., KAY, M., WHITE, A. J. R., DUNCAN, A. R. and EWART, A. (1969) : Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V contents of andesites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 275-286.

——, WHITE, A. J. R., EWART, A. and DUNCAN, A. R. (1971) : Nickel in high-alumina basalts. A reply. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 525-528.

THOMPSON, G., SHIDO, F. and MIYASHIRO, A. (1972) : Trace element distributions in fractionated oceanic basalts. *Chem. Geol.*, **9**, 89-97.

TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961) : Distribution of the elements in some major unites of the earth crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 175-192.

WAGER, L. R. and MITCHELL, R. L. (1950) : The distribution of Cr, V, Ni, Co and Cu during the fractionational crystallization of a basic magma. *Inter. Geol. Cong. Rept.* **18**, Great Britain, part II, 140-150.

—— and —— (1951) : The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma-a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 129-208.

WILKINSON, J. F. G. (1959) : The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **16**, 123-150.

WOOD, D. A., TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A. D., BOUGAULT, H., JORON, J. L., TREUIL, M. and CANN, J. R. (1979) : Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49 : Implications for mantle hetergeneity. *Earth. Planet. Sci. Lett*, **42**, 77-97.

(1984年4月23日受理)

地学雑誌 93-5 (1984)

ニューカレドニアの無人岩

白 木 敬 一* 黒 田 直**
浦 野 隼 臣*** 石 井 輝 秋****

Boninites in New Caledonia

Keiichi SHIRAKI, Naoshi KURODA, Hayaomi URANO and Teruaki ISHII

Abstract

Boninite, first described by KIKUCHI (1888, 1889) and named by PETERSEN (1891) in Chichi-jima of the Bonin Islands, recently gained a profound petrogenetic significance after about eighty years' missing. Its re-appraisal was accompanied by the discovery of some boninite localities in the western Pacific island arcs and ophiolites. Among them of particular interest in relation to ophiolites is clinoenstatite-bearing boninite discovered by SAMESHIMA et al. (1983) near Népoui on the west coast of New Caledonia, because numerous, huge masses of ophiolites are exposed on New Caledonia.

During a short trip to New Caledonia, we also found a new occurrence of boninite pillow lavas near Col d'Amieu in the central part of the island. While the Népoui boninite is possibly a member of the "Formation des Basaltes" of late Cretaceous to Eocene age, the Col d'Amieu boninite occurs in the weakly metamorphosed pre-Senonian rocks. Close inspection of the literature reveals that there are several other boninite localities associated with island arc tholeiites and/or mid-ocean ridge basalts in the New Caledonia ophiolites.

In Népoui, an MgO- and SiO_2-rich, hypabyssal rock crystallizing quartz and feldspar and a cumulate olivine orthopyroxenite were found together with the glassy clinoenstatite boninite breccias, accompanying a mylonitized serpentinite sheet. Both the hypabyssal rock and the clinoenstatite boninite are characterized by very low CaO content and Ca/Al ratio, suggesting that they have been derived from the same boninite magma.

Proto- and ortho-pyroxenes from the Népoui boninite are lower in Ca at a given 'Mg' value than those from the Bonin Island boninites, and the Népoui pigeonites and augites are less magnesian, indicating their later crystallization. In contrast, the Col d'Amieu boninite has early formed augites with high 'Mg' and Cr, owing to its high bulk rock CaO content. The crystallization stage of pigeonite like augite appears to depend on CaO content in the host rock. Mg-rich augites from boninites are generally poor in Al, in agreement with the low Al/Si ratio of boninites, but the Al in augite increases rapidly with decreasing 'Mg', which reflects the effective quenching and no crystallization of plagioclase in boninites.

* 山口大学理学部地質学鉱物科学教室 Dept. Mineralogical Sciences & Geology, Yamaguchi University
** 静岡大学理学部地球科学教室 Inst. Geosciences, Shizuoka University
*** 愛知教育大学地学教室 Dept. Earth Sciences, Aichi University of Education
**** 東京大学海洋研究所 Ocean Research Inst., University of Tokyo

Chromite compositions of the two New Caledonia boninites are similar; both have very high Cr content and Cr/Al ratio, a feature characteristic of boninite chromites.

The boninite primary magmas show a considerably wide range of CaO contents. The Col d'Amieu boninite, as well as boninites with augite phenocrysts from the Bonins, represents the most CaO-rich end. The Ca/Al ratio in the boninite primary magmas decreases in order of Col d'Amieu, Bonin, Papua, Sanukitoid and Népoui.

In New Caledonia, various types of boninite, in terms of chemistry, mineralogy, texture, age and tectonic setting, may occur in close association with island arc tholeiites and mid-ocean ridge basalts. New Caledonia would be the most favorable place for boninite studies.

I. はじめに

小笠原諸島父島で19世紀末，菊池（1888, 1889）が発見・記載し，PETERSEN（1891）によって命名された無人岩は，80数年にわたる忘却の後，近年やっとその岩石学的重要性が認められた（KURODA and SHIRAKI 1975, 白木・黒田 1977, KURODA *et al.* 1978, KUSHIRO and SATO 1978）が，それとともに幾つかの新しい産地が知られた（ANONIMOUS 1977, ANONIMOUS 1978, SUN and NESBITT 1978, CAMERON *et al.* 1979, DUNCAN and GREEN 1980, WOOD 1980, CAWTHORN *et al.* 1981, BARRINGER 1983, BLOOMER 1983)。その中でも特に，ニューカレドニア島西海岸ネプイ（Népoui）に見出された単斜頑火輝石を含む無人岩（SAMESHIMA *et al.* 1983, 黒田ほか 1983, 白木ほか 1984）は，パプア Vogel 岬（DALLWITZ *et al.* 1966, NAKAMURA 1972），マリアナ海溝（SHARASKIN *et al.* 1980），小笠原聟島・父島（SHIRAKI *et al.* 1980, KOMATSU 1980），オーストラリア Hawqua（CRAWFORD 1980）に次ぐ，地球上の岩石からの単斜頑火輝石の発見であるのみならず，超塩基性岩や塩基性深成岩類に接近して産することから，いわゆるオフィオライトとの関連が注目される。小笠原諸島父島および聟島列島は，現在知られる無人岩の最も広大な露出地であるが，多量のデイサイト・流紋岩を伴い，超塩基性岩や塩基性深成岩類は産出しない。

我々（黒田・浦野・白木）は1982年７月，１週間の予定でニューカレドニアに旅行し，小笠原産無人岩との比較研究を目的として，ネプイの無人岩露頭を訪れた。その帰途，ネプイ南東約100km の中央山地アミュー峠（Col d'Amieu）付近において，ネプイ無人岩とはまた性質の異なる無人岩を発見した。ニューカレドニアは，世界最大級の超塩基性岩露出地として著名であるが，無人岩の研究にも恰好のフィールドを提供するように思える。そこでここに，我々が今までに得たニューカレドニア無人岩に関するデータを提示し，将来の研究への指針としたい。

II. ニューカレドニアの地質概説

ニューカレドニアは，ニュージーランドから北西に約1,500km，パプア・ニューギニアとのほぼ中間に位置し，長さ400km，幅50km で北西—南東方向に伸びる細長い島である。総面積は，北東沖合いにあるロイヤルティー諸島を含め約19,000km² で，四国よりわずかに大きい。パプア・ニューギニアからニューカレドニアをへてニュージーランドに至る島列は，その北東，太平洋側に位置する現在の活動的島弧であるニューブリテン，ソロモン，バヌアツ（ニューヘブリデス），フィジー，トンガ，ケルマデクの各諸島には見られない，中生代あるいはそれ以前につくられたシアル質基盤をもち，地質構造・火成活動において，幾つかの類似点を有する（LILLIE and BROTHERS 1970, RODGERS 1975a)。

ニューカレドニアの地質略図を Fig. 1 に示し，概要を PARIS（1981）にしたがって述べる。全島面積の約３分の１を占める超塩基性岩体を除いて，ニューカレドニアは３つの構造単元：北カレドニア帯（Nord Calédonien），中軸帯（Chaine centrale），西岸帯（Côte ouest）に区分される。北カレドニア

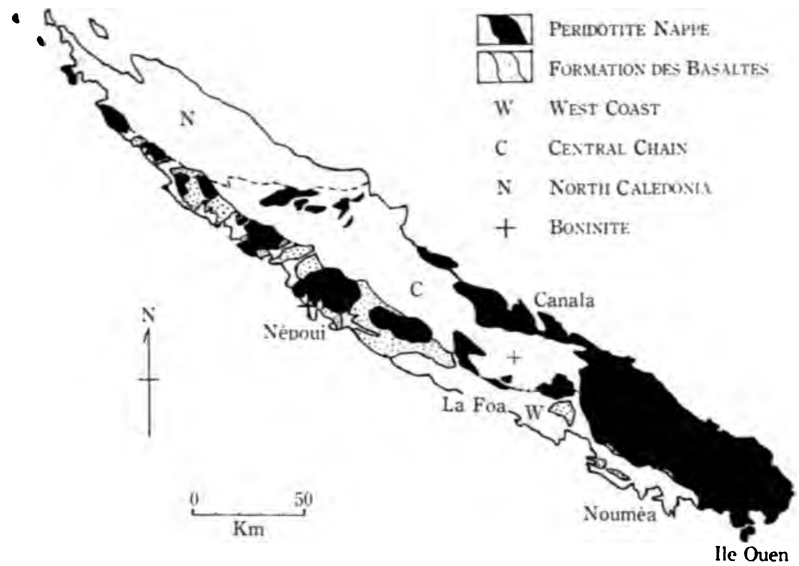


Fig. 1 Geology of New Caledonia and boninite localities

帯は，島の北東部を占め，西と南をメランジェ帯によって境される北東に向って変成度が上昇する高圧変成帯である (BROTHERS and YOKOYAMA 1982)。中軸帯は，先二畳紀から白亜紀にわたる主にグレイワッケ砂岩と頁岩から成り，しばしば火山岩類を含む。全体的にブドウ石―パンペリー石を生ずる程度の弱い変成作用を受けている。一部に緑色片岩相があり，また，ローソン石や藍閃石が生じている所もある。非変成で化石を多産する上部白亜系（セノニアン）に不整合に被われる。アミュー峠の無人岩産地は中軸帯に属する。西岸帯は，南部では中軸帯とほぼ同様な地層から成るが，北半は，白亜紀後期から始新世に噴出した玄武岩を主体とする“玄武岩層” (Formation des Basaltes) と名づけられた地層によって占められる。“玄武岩層”の東には大規模な超塩基性岩体が断続的に分布する。これら火成岩類の分布地は，“Sillon” あるいは西カレドニア断層帯と呼ばれ，グラーベンまたは横ずれ断層帯と見なされている。ネプイの無人岩は“玄武岩層”の一員であるかもしれない (SAMESHIMA *et al.* 1983)。西岸帯と中軸帯では，始新世ないし漸新世に超塩基性岩体が東方から衝上した。また，ほぼ同時期に北カレドニア帯の高圧変成作用が行なわれた。

III. 無人岩の産状

ネプイの無人岩は，西海岸沿いの主要道路であるルート1のブラーシュ河 (Rivière Blanche) 北にある切割りから，PARIS によって発見された (SAMESHIMA *et al.* 1983)。ブラーシュ河に架かる橋の北は，約600m にわたって道の両側に高さ10m 以下の低い切通しが続く。白色の単斜頑火輝石斑晶の目立つ黒色ガラス質無人岩は，橋から約250m 離れた西側の崖の一部，高さ幅ともに数mの範囲内にだけ見出される。無人岩は，径20cm 以下の角礫として，赤褐色土壌中に埋もれた状態で産する。この無人岩は，長さ1～5mm の単斜頑火輝石斑晶の存在によって，他の岩石から容易に識別できる。ほかに蛇紋岩・緑色岩・灰色の珪化火山岩などの角礫を産する。無人岩角礫産地の南は，緑色岩角礫が多いが，50m 北から露頭全体が，圧砕され角礫状になった蛇紋岩で占められるようになる。同様な蛇紋岩は道路をはさんだ東側にも露出する。

新しい無人岩の産地が，ラフォア (La Foa) からカナラ (Canala) にいたる東西海岸横断道路沿いの

アミュー峠北で見出された。無人岩は‘枕’の直径30～50cm の枕状溶岩として産する。枕状溶岩層は，50m 以上の厚さをもち，東方へ緩く（10°）傾斜する。下位に変斑糲岩が露出する。この変斑糲岩はウラル石化した普通輝石($2V_z$=53, 54°)とソウシュライト化した斜長石から成り，帯褐～帯緑色角閃石（$2V_x$=66～72°），緑泥石，緑レン石，オリゴクレス（$2V_z$=84～88°），石英，パンペリー石($2V_z$=64°)，それに脈としてブドウ石($2V_z$=66°)が生成している。変斑糲岩および枕状溶岩は，PARIS (1981) による20万分の1地質図では，先セノニアン火山・深成岩類として塗色されている。

Table 1 Chemical and modal analyses of boninite series rocks from New Caledonia

	1	2	3	4
SiO_2	57.11	54.89	45.16	59.10
TiO_2	0.20	0.23	0.17	0.15
Al_2O_3	9.56	7.71	5.01	9.52
Fe_2O_3	2.70	2.98	3.80	4.05
FeO	4.76	4.54	2.40	3.54
MnO	0.05	0.19	0.05	0.09
MgO	14.55	18.98	31.93	9.02
CaO	3.64	3.28	2.00	8.78
Na_2O	2.08	1.37	0.15	1.81
K_2O	0.62	0.45	0.05	0.10
P_2O_5	0.06	0.07	0.06	0.06
H_2O^+	3.42	4.20	7.76	3.07
H_2O^-	0.88	0.62	1.12	0.70
Total	99.63	99.51	99.66	99.99
Olivine	1.0	55.1 (Olivine + Clinoenstatite + Orthopyroxene)	—	1.8
Clinoenstatite	24.5		36.3 (Clinoenstatite + Orthopyroxene)	19.7 (Clinoenstatite + Orthopyroxene)
Orthopyroxene	12.9			
Augite	16.0	2.1	—	19.9
Amphiboles	0.0	—	3.5	—
Opaques	0.0	0.0	3.0	0.2
Plagioclase	—	7.2	—	—
Silica minerals	—	1.9	—	8.0
Glass	38.8	33.7	—	50.8
Serpentine	—	—	43.1	—
Altered products	7.0	—	14.1	—

1 : Clinoenstatite boninite, breccia, on the Blanche, north of Népoui.
2 : Hypabyssal rock, breccia, on the Blanche, north of Népoui.
3 : Olivine orthopyroxenite, breccia, on the Blanche, north of Népoui.
4 : Augite boninite, pillow lava, near Col d'Amieu, north of La Foa.

IV. 岩石記載

ネプイの単斜頑火輝石無人岩および同じ露頭から得られた緑色岩・蛇紋岩角礫と，アミュー峠の枕状溶岩のモードを Table 1 に示す。

1) 単斜頑火輝石無人岩

斑晶は橄欖石，単斜頑火輝石(転移プロト輝石)，斜方輝石からなる。いずれもクロムスピネルを包有する。橄欖石は，完全に淡褐色物質に変質しているが，単斜頑火輝石と斜方輝石の反応縁を有する。単斜頑火輝石は時に橄欖石を包有する。稀に逆累帯を示す斜方輝石(核 $2V_x$=80, 88°；縁 $2V_x$=90, 92°）がある。石基は，ひび割れが入った新鮮なガラスに富み，単斜頑火輝石，斜方輝石，単斜輝石（ピジョン輝石・普通輝石)のほかに，青緑色角閃石（$2V_x$=63, 71°）をわずかに含む。角閃石は時に斜方輝石と連晶する。多孔質で，孔隙は淡褐色物質，炭酸塩鉱物，または沸石で満たされる。SAMESHIMA *et al.* (1983) によって記載されているものと同様な岩石である。

2) 緑色岩

Mg に富む鉱物（橄欖石？，単斜頑火輝石，斜方輝石）は，完全に繊維状無色角閃石〔2θ (Cu K_α) =9.57°〕と緑泥石に変質している。クロムスピネル包有物と連晶普通輝石（$2V_z$=52～54°）が残存する。これらの鉱物の間隙では，斜長石(γmax=1.571, An_{68})，普通輝石，石英，完全に変質したガラスが見られる。斜長石は，骸晶をなし，放射状構造を示す。この岩石は組織から半深成岩的環境で固結したものと思われる。

3) 蛇紋岩

変質鉱物として蛇紋石のほか，無色角閃石，滑石，炭酸塩鉱物がある。斜方輝石 ($2V_x$=84～98°) とクロムスピネルが残存する。長さ 2 mm の大きな斜方輝石の結晶は，より小さな斜方輝石の結晶をポイキリチックに含み，またクロムスピネルを

包有する。0.1mm 大の等粒の斜方輝石が集合する部分もある。ポイキリチック組織は斜方輝石の集積を，等粒組織は原岩生成後，変質前の再結晶作用を示すのかもしれない。橄欖石斜方輝石岩起源と考えられる。

4) アミュー峠枕状溶岩

斑晶は橄欖石，単斜頑火輝石，斜方輝石である。どれもクロムスピネルを包有する。時どき，橄欖石は普通輝石で取り囲まれ，単斜頑火輝石は斜方輝石で包まれる。橄欖石は玉髄または石英で完全に交代される。単斜頑火輝石・斜方輝石はともに，緑泥石とわずかの石英で完全に交代されているが，単斜頑火輝石の集片双晶は依然，確認できる。普通輝石 ($2V_z=49\sim54°$) は，微斑晶として産し，砂時計構造を有する。石基は，完全に失透したガラスに富み，わずかの普通輝石 ($2V_z=50$, $51°$) を含む，多孔質で，孔隙は玉髄または石英で満たされる。この岩石は，ガラスに富み，長石が存在しないので，無人岩である。

V. 化学組成

上記岩石の全岩化学分析値は Table 1 に示される。

ネプイの単斜頑火輝石無人岩は，同一 MgO 含量をもつ小笠原産無人岩に比べ，SiO_2 がやや多く，CaO が少ない。これは，単斜頑火輝石を多く含み，普通輝石が比較的少ないことを反映する。TiO_2は，著しく低く，無人岩の特徴と一致するが，小笠原無人岩よりはやや高い。Al_2O_3・Na_2O・K_2O も小笠原無人岩よりやや多いようである。SAMESHIMA *et al.* (1983), CAMERON *et al.* (1983) によるネプイ無人岩の分析値も全く同じ傾向を示す。

緑色岩も，TiO_2 に乏しく，MgO に対する SiO_2 が著しく高いなど，無人岩の特徴を示す。単斜頑火輝石無人岩よりさらに，MgO が高く，SiO_2・Al_2O_3・CaO・アルカリが低いから，斜方輝石あるいは単斜頑火輝石がより多く集まったものであろう。

蛇紋岩は，緑色岩よりいっそう，MgO が高く，SiO_2・Al_2O_3・CaO・アルカリが低い。SiO_2 量からみて，輝石類に加え，さらに橄欖石が集積したものであろう。これら3つの岩石は，CaO が極端に乏しいなど共通の特徴をもち，同一無人岩マグマからの分化集積岩と見なし得る。

アミュー峠無人岩は SiO_2 と CaO が比較的高い。SiO_2 の一部は明らかに珪化作用によると思われるが，橄欖石を交代したり孔隙を満たす珪酸鉱物を除いても，なお55%以上の SiO_2 をもつ。高 CaO は普通輝石微斑晶の存在によって反映される。小笠原の普通輝石微斑晶・斑晶をもつ無人岩も，同様な比較的

Table 2　Chromite analyses of New Caledonian boninites

	Népoui				Col d'Amieu		
	MP(C)	MP(R)	CE	CE	MP	MP	MP
TiO_2	0.24	0.31	0.18	0.17	0.00	0.02	0.01
Al_2O_3	7.40	7.66	6.20	6.74	5.77	6.96	10.95
Cr_2O_3	60.20	59.53	62.26	62.19	63.22	61.61	54.99
Fe_2O_3	5.84	3.27	3.04	2.43	3.74	4.81	6.77
FeO	11.57	15.48	14.48	17.35	16.42	17.22	12.17
MnO	0.49	0.51	0.52	0.58	0.35	0.28	0.53
MgO	13.83	10.98	11.49	9.88	10.58	10.51	13.50
CaO	0.01						
Total	99.58	97.74	98.17	99.34	100.08	101.41	98.92
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	0.680	0.558	0.586	0.504	0.534	0.521	0.664
$Cr/Cr+Al$	0.845	0.839	0.871	0.861	0.880	0.856	0.771

MP : microphenocryst.　CE : included in clinoenstatite.　C : core.　R : rim.

Table 3 Pyroxene analyses of New Caledonian boninites

	Népoui									Col d'Amieu		
	Clinoenstatite		Orthopyroxene		Pigeonite	Low-Ca augite	Augite			Augite		
	PH	MP	PH	MP	MI	MI	MI	MI	MI	MP(C)	AC	MP(R)
SiO_2	57.09	56.74	56.40	52.80	53.59	52.65	49.98	46.07	43.37	53.52	52.23	52.68
TiO_2	0.01	0.05	0.07	0.12	0.12	0.20	0.48	0.92	1.57	0.04	0.07	0.06
Al_2O_3	0.49	0.45	0.93	2.21	1.52	2.22	5.26	7.30	9.25	2.08	2.67	2.95
FeO	6.40	7.57	8.62	15.92	15.80	13.83	13.63	16.26	17.19	5.02	6.14	8.11
MnO	0.15	0.14	0.35	0.34	0.48	0.39	0.31	0.36	0.32	0.19	0.21	0.30
MgO	34.81	33.72	32.01	25.01	23.70	18.83	11.77	9.67	7.49	18.79	17.67	17.40
CaO	0.21	0.31	0.80	1.96	3.62	10.23	18.53	18.04	18.59	20.08	20.03	18.05
Na_2O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.10	0.27	0.33	0.31	0.08	0.17	0.12
K_2O	0.00	0.04		0.00	0.05	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.08	0.05		0.03	0.06	0.00	0.04	0.07	0.02	0.03	0.03	0.05
Cr_2O_3	0.27	0.30	0.36	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	1.13	0.37	0.04
V_2O_3	0.01	0.00		0.06	0.03	0.04	0.06	0.11	0.21	0.00	0.04	0.02
Total	99.54	99.39	99.56	98.49	99.04	98.51	100.34	99.17	98.34	100.96	99.63	99.78
Mg/Mg+Fe	0.906	0.888	0.869	0.737	0.728	0.708	0.606	0.515	0.437	0.870	0.837	0.793
Wo	0.4	0.6	1.5	4.0	7.4	21.7	40.7	40.8	43.8	40.0	40.6	37.1
En	90.3	88.3	85.6	70.8	67.4	55.5	36.0	30.5	24.6	52.2	49.8	49.8
Fs	9.3	11.1	12.9	25.3	25.2	22.9	23.4	28.7	31.6	7.8	9.7	13.0

PH: phenocryst. MP: microphenocryst. MI: microlite. AC: acicular crystal. C: core. R: rim.

高い CaO 含量を示す（白木ほか 1981）。TiO_2 はネプイ無人岩より低いようである。

VI. 鉱物組成

ネプイ無人岩にはクロムスピネル（クロマイト），単斜頑火輝石・斜方輝石斑晶，単斜輝石微晶およびガラスが，変質を免れて残存する。一方，アミュー峠無人岩では，クロマイトと微斑晶普通輝石だけが新鮮である。それらの EPMA 分析値を Tables 2，3，4に示す。

クロマイトは両無人岩とも，TiO_2 を除いて，相似た組成を示す。いずれも無人岩クロマイトの特徴である著しく高い Cr_2O_3 と Cr/Al 比をもつ。SAMESHIMA *et al.*(1983)によるネプイ無人岩のクロマイトも，同様に Cr_2O_3 に富む。TiO_2 は，全岩 TiO_2 量に対応し，ネプイのクロマイトがアミュー峠のものより高い。Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+}) 図にプロットすると，小笠原無人岩とほとんど同じ領域におちる。無人岩クロマイトの Cr/Al 比は，全ての火山岩のうちで最も高く，全岩 Cr/Al 比が無人岩より高い橄欖岩質コマチアイトのクロマイトに比べても，更に高い（Fig. 2）。なお，ニューカレドニアの超塩基性岩から，無人岩クロマイトと同様な著しく Cr/Al 比の高いクロマイトが報告されている（MOUTTE 1979, DICK and BULLEN 1984, に引用）のは，興味深い。

ネプイ無人岩は，小笠原無人岩に比べ，単斜頑火輝石斑晶を多量に含む。しかし，その単斜頑火輝石斑晶の 'Mg'=Mg/(Mg+Fe)（原子比）の最高値は，0.906で，小笠原無人岩の単独の斑晶より一般に低い（SHIRAKI *et al.* 1980）。アミュー峠無人岩の単斜頑火輝石斑晶は，集片双晶の認められるものも，Table 4 に示すように，完全に緑泥石に変っている。

ニューカレドニア無人岩と小笠原夜明平産単斜頑火輝石無人岩および石浦産ピジョン輝石―普通輝石無人岩の輝石を，Fig. 3 の輝石台形上に示す。無人岩の輝石は単斜頑火輝石，斜方輝石，ピジョン輝石，サブカルシック普通輝石，普通輝石と，En (Mg) 成分の減少とともに Wo (Ca) 成分の増加する特徴的な晶出径路をたどる（白木ほか 1981）が，ネプイ無人岩，夜明平無人岩，石浦無人岩の順に，Mg の減少に対する Ca の増加の程度が大きくなる。アミュー峠無人岩は，石浦無人岩と同様な 'Mg' の高い普通輝石をもつから，石浦無人岩と似た輝石晶出径路を辿ったと思われる。

Table 4 Electron probe analyses glasses in Népoui boninite and clinoenstatite pseudomorphs in Col d'Amieu boninite

	Glass			Clinoenstatite pseudomorph	
	1*	2*	3	4	5
SiO_2	63.24	64.02	66.46	36.12	37.11
TiO_2	0.35	0.28			0.04
Al_2O_3	16.38	16.46	17.04	12.11	11.53
FeO	2.86	2.16	2.04	11.35	10.91
MnO	0.08	0.05	0.05	0.15	0.08
MgO	0.26	0.16	0.16	25.64	25.57
CaO	4.10	4.00	3.12	0.57	0.76
Na_2O	4.29	4.72	1.86	0.01	0.05
K_2O	0.79	0.75	1.40	0.00	0.03
NiO	0.03	0.01		0.02	0.10
Cr_2O_3	0.04	0.02		0.36	0.30
Total**	92.42	92.63	92.13	86.33	86.48

* 20μm broad beam analyses.
** Low totals are due to the presence of H_2O.

Fig. 4 に単斜頑火輝石，斜方輝石，ピジョン輝石の領域（Fig. 3 の点線部）を拡大して示した。ネプイの単斜頑火輝石と斜方輝石は，夜明平のそれらより，同一 'Mg' 値に対する Ca 量が低く，石浦の斜方輝石は，夜明平の斜方輝石より，更に Ca が高い。またピジョン輝石の 'Mg' は，ネプイの0.73から，夜明平の0.82，石浦の0.87へと増加する。そして石浦およびアミュー峠無人岩では，'Mg' と Cr_2O_3 の高い普通輝石の斑晶あるいは微斑晶が晶出する（Table 3，Fig. 3）。これらは全岩の CaO 含量に関係していると思われる。全岩 CaO は，Table 5に示すように，ネプイ無人岩，夜明平無人岩，石浦無人岩，アミュー峠無人岩の順に増加する。そして，また普通輝石

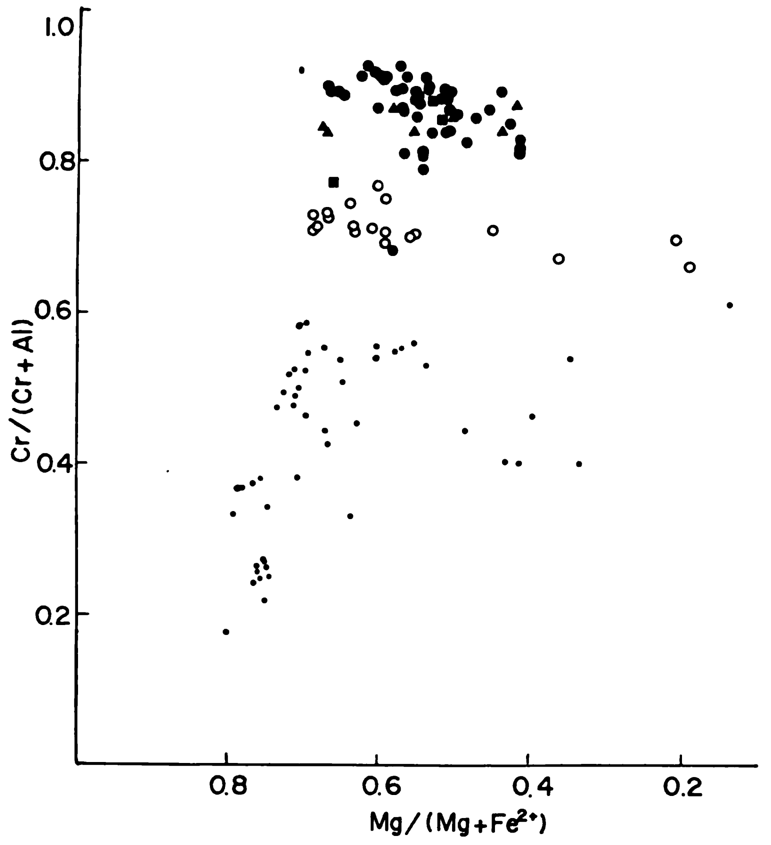


Fig. 2 Molecular Cr/(Cr+Al) plotted against molecular $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ for chrome-spinels from New Caledonia boninites (filled triangles: Népoui; filled squares: Col d'Amieu), Bonin Island boninites (filled circles: SHIRAKI, unpublished), peridotitic komatiites (open circles: FLEET and MACRAE 1975, ARNDT 1977, ARNDT *et al.* 1977, NISBET *et al.* 1977) and mid-ocean ridge basalts (dots: BRYAN 1972, FREY *et al.* 1974, RIDLEY *et al.* 1974, MYERS *et al.* 1975, SIGURDSSON and SCHILLING 1976, SIGURDSSON 1977).

のみならずピジョン輝石の晶出時期も，全岩 CaO 量によって規制されているようにみえる。

アミュー峠無人岩の普通輝石微斑晶は，Al_2O_3 にむしろ乏しい。一方，ネプイ無人岩の普通輝石微晶では，Al_2O_3 が 'Mg' の減少につれ著しく増加する（Table 3)。このような 'Mg' の減少に伴う Al の増加は，無人岩の微晶普通輝石に一般的に認められる。Fig. 5 に，ニューカレドニアおよび小笠原無人岩普通輝石における Al と Si の関係を示す。両地域の無人岩とも，斑晶および微斑晶（多くは 'Mg' > 0.80)と 'Mg' 0.75以上の微晶普通輝石は，完全に丸山（1976）の定義したソレアイト領域におちる。無人岩は始原的な火山岩のうち，最も Si/Al 比が高いから，これは予想されることである。ただし，無人岩普通輝石にみられる 'Mg' の減少に伴う Al の急激な増加は，無人岩が急冷効果を甚しく蒙っていることを示すとともに，長石の未晶出によるのであろう。

ネプイ無人岩の新鮮なガラスの組成を Table 4 に示す。ネプイ無人岩のガラスは著しく MgO に乏し

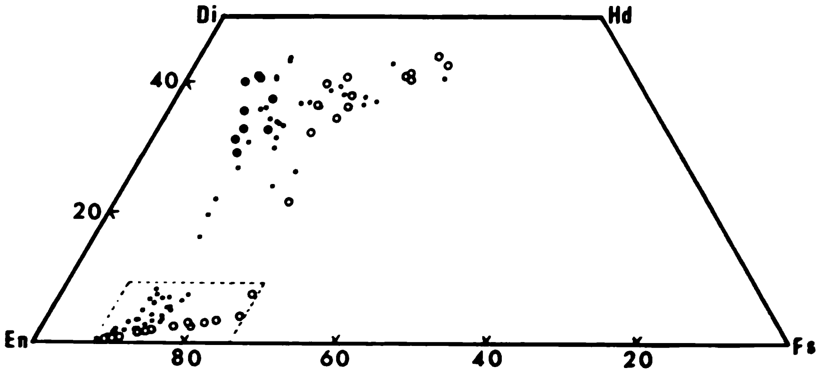


Fig. 3 Pyroxene compositions of boninites from New Caledonia (large open circles, Népoui; large filled circles, Col d'Amieu) and the Bonins (small open circles, Yoake-daira; small filled circles, Ishi-ura). The dashed line field is expanded in Fig. 4.

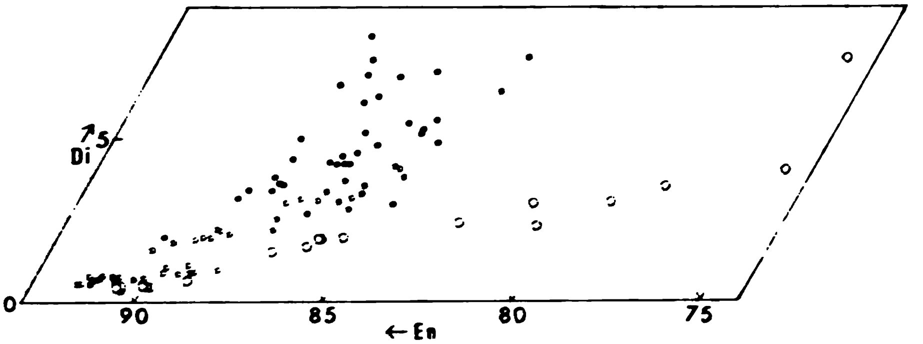


Fig. 4 Protopyroxene (clinoenstatite), orthopyroxene and pigeonite compositions of boninites from New Caledonia (large open circles, Népoui) and the Bonins (small open circles, Yoake-daira; small filled circles, Ishi-ura).

い。また，小笠原無人岩のガラスに比べて，Ca/Al 比が低い（Fig. 6）。なお，SAMESHIMA *et al.*（1983）も同様な分析値を得ている。

VII. 無人岩の2つのタイプ

ネプイおよびアミュー峠の無人岩はどちらも，無人岩の定義に完全に合致するが，化学組成・鉱物組成においてかなりの相違がある。即ちネプイ無人岩は，アミュー峠無人岩に比べて著しく CaO に乏しいが，TiO_2・Al_2O_3・Na_2O・K_2O には富んでいる可能性がある。CaO に乏しいことの反映として，ネプイ無人岩はピジョン輝石・普通輝石の 'Mg' が低く，これらが比較的遅く晶出したことを示す。一方，アミュー峠無人岩は 'Mg'・Cr_2O_3 の高い早期に晶出した普通輝石をもつ。

無人岩に代表される高マグネシア安山岩は，一般に Ca/Al 比が低いと指摘されている（佐藤，1980）が，無人岩相互の間で CaO 含量あるいは Ca/Al 比はかなり大きく変化する。ニューカレドニア，パプア，小笠原の無人岩およびサヌキトイドを Fig. 6 に MgO-CaO-Al_2O_3 三角図にプロットし，Table 5 にそれぞれの代表的な分析値を示す。Ca/Al 比はアミュー峠無人岩，小笠原無人岩，パプア無人岩，サ

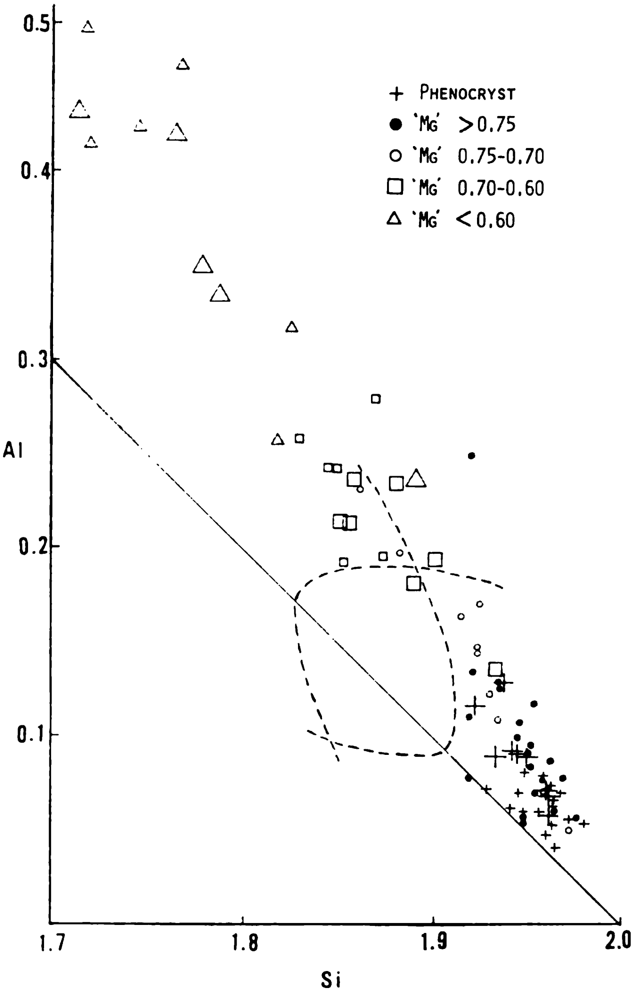


Fig. 5　Al (atoms per 6 oxygens) vs. Si relations in augites from New Caledonia (large symbols) and Bonin Island (small symbols) boninites. The dashed lines define the fields of pyroxene from alkali basalts (left) and tholeiitic basalts (right) after MARUYAMA (1976).

ヌキトイド，ネプイ無人岩の順に減少する。またネプイ無人岩では，ガラスの Ca/Al 比も小笠原無人岩より低い。小笠原無人岩は全体として CaO に富むが，その中で，普通輝石の斑晶ないし微斑晶をもつものと，それを有しないものとが区別される。普通輝石斑晶をもつ小笠原の始原的な無人岩は，それを欠くものより明らかにCa/Al比が高い。しかし分化が進み (MgO が減少し)，斜長石が晶出している安山岩・デイサイトと無人岩ガラスでは，両者の差は判然としなくなる。

CaO と Al_2O_3 は，橄欖岩が部分溶融するとき，液相に入り易く，無人岩マグマから早期に晶出する橄欖石・プロト輝石 (単斜頑火輝石)・斜方輝石にはほとんど含まれないから，Ca に富む普通輝石が晶出するまで，無人岩の Ca/Al 比の変化は少ない。従って，Fig. 6 の MgO に富む無人岩の間に見られる Ca/Al 比の相違は，マグマ生成時に由来するであろう。即ち，無人岩初生マグマには，CaO に富み Ca/Al 比の高いものと，CaO に乏しく Ca/Al 比の低いものとがあり，ニューカレドニアには CaO 含量における両極端が存在する。

VIII.　ニューカレドニア無人岩の意義

MgO に富み且つ SiO_2 も高い無人岩は現在，２つの側面から興味がもたれている。ひとつは，大陸およびサブダクション帯を特徴づける SiO_2 に富むカルクアルカリ岩系列の本源マグマとしてであり（例えば，SUZUKI and SHIRAKI 1980, TATSUMI and ISHIZAKA 1982)，他は，MgO の高い海洋性岩石であるいわゆるオフィオライトとの関連においてである。最近，地中海東部： Troodos (ROBINSON *et al.* 1983), Othris (CAMERON and NISBET 1982), Pindos (CAPEDRI *et al.* 1981), Vourinos (BECCALUVA *et al.* 1984) ；アルタイ (ZONENSHAIN and KUZMIN 1978) ；ニューファンドランド

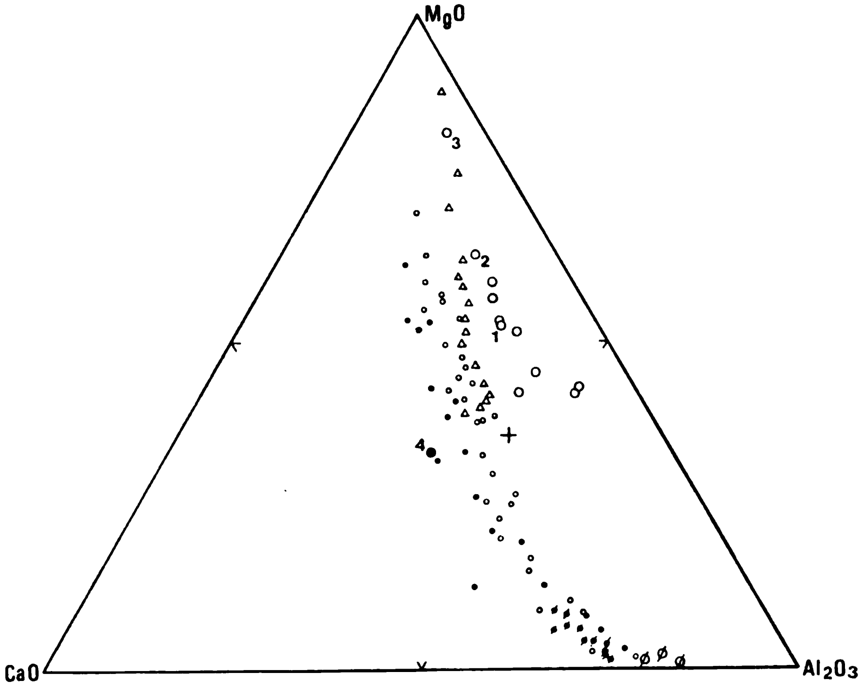


Fig. 6 MgO-CaO-Al_2O_3 diagram of boninites from New Caledonia (large circles: this paper; AVIAS 1977, PARIS 1981, CAMERON *et al.* 1983, SAMESHIMA *et al.* 1983), Papua (triangles: DALLWITZ 1968, JENNER 1981, WALKER and CAMERON 1983) and the Bonins (small circles) and a sanukitoid (cross: TATSUMI and ISHIZAKA 1982). Filled circles represent boninites with augite phenocrysts. Glass compositions are barred. Numbers refer to those of Table 1.

(COISH and CHURCH 1979)；オーストラリア東部：Howqua (CRAWFORD 1980), Tasmania (VARNE and BROWN 1978)；瀬戸川（大橋・白木 1981）などのオフィオライトの中から，無人岩類似の岩石が次々に見つかり，後者の側面からの研究が盛んである。ただしこれらは，Howqua を除いて，単斜頑火輝石を含まず，典型的な無人岩と異なる。単斜頑火輝石をもつ無人岩とオフィオライトの関係については，未だ不明な点が多い。

小笠原においても，海溝陸側前縁高地から，少量の無人岩とともに，多量のハルツバージャイトを主とする超塩基性岩，斑糲岩，ドレライト，玄武岩，角閃岩などのオフィオライト構成岩類が，ドレッヂにより得られている (ISHII *et al.* 1981, ISHII *et al.* 1983, 石井 1984)。しかしながら小笠原では，これらの岩石相互の間の関係を，陸上で直接観察することは出来ない。ところがニューカレドニアは，広大な超塩基性岩の露出をもつから，その中に，無人岩マグマからの集積岩あるいは無人岩をつくったあとの残留物が，含まれている可能性は非常に高いであろう。すでにネプイでは，ガラス質単斜頑火輝石無人岩を産した同一露頭から，その稍徐冷産物と思われる半深成岩と，集積岩の可能性が強い橄欖石斜方輝石岩が見出された。

ネプイの無人岩は“玄武岩層”に関連したものであろう (SAMESHIMA *et al.* 1983)。AVIAS (1977) はネプイ近くの Rivière Blanche quarry 産枕状溶岩の分析値を示したが，それは，SiO_2 (58%) と MgO

Table 5 Chemical analyses of New Caledonia boninites and related rocks (anhydrous basis)

	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO_2	59.68	61.40	56.33	56.70	57.4	55.43	58.48	49.43
TiO_2	0.21	0.16	0.16	0.08	0.3	0.59	0.68	1.41
Al_2O_3	9.99	9.89	9.42	7.66	8.9	14.49	10.33	15.57
Fe_2O_3	2.82	4.21	3.07		2.4	2.95	5.01	3.47
FeO	4.97	3.86	5.95	8.70	7.3	3.92	3.60	7.27
MnO	0.05	0.09	0.16	0.17	0.2	0.12	0.09	0.46
MgO	15.20	9.37	17.66	16.63	17.5	11.77	14.73	8.05
CaO	3.80	9.12	5.91	7.80	4.8	6.85	3.42	11.14
Na_2O	2.17	1.88	1.11	1.13	0.8	2.50	2.85	2.83
K_2O	0.65	0.10	0.19	0.29	0.3	1.24	0.82	0.22
P_2O_5	0.06	0.06	0.03		0.1	0.13		0.16
CaO/Al_2O_3	0.380	0.947	0.627	1.018	0.539	0.473	0.331	0.715

A : Clinoenstatite boninite, breccia, on the Blanche, north of Népoui.
B : Augite boninite, pillow lava, near Col d'Amieu, north of La Foa.
C : Clinoenstatite boninite, pillow breccia, Yoake-daira, Chichi-jima.
D : Pigeonite-augite boninite, dike, Ishi-ura, Chichi-jima.
E : Parent magma for Cape Vogel boninites, Papua (DALLWITZ, 1968).
F : Most magnesian sanukitoid (TATSUMI and ISHIZAKA, 1982).
G : Average of 3 boninitic rocks from the Poya region (Table 10b in PARIS, 1981).
H : Average of 9 eruptive rocks from the Poya region(Table 10b in PARIS, 1981).

(14%) が高く CaO (2.5%) が著しく低いなど，ネプイ無人岩の特徴と完全に一致し (Fig. 6)，同様な無人岩と考えられる。また，PARIS (1981) が挙げた Poya 地域（ネプイ近傍）“玄武岩層” 火山岩12個の分析値のうち3つは，ネプイ無人岩と全く同様な組成を示す (Table 5 のG)。従って，ネプイ付近の “玄武岩層” 火山岩は，かなりの割合いで無人岩を含むと思われる。なお，残る9個の分析値は，TiO_2 が多く，島弧よりむしろ中央海嶺や深海底の玄武岩に類似する (Table 5 のH)。SiO_2 と MgO に富む岩石は，その他にまた，中軸帯の先セノニアン Massif de Koh (カナラ南西) の火成岩体，およびブーライ (Bourail, ネプイとラフォアの中間) 付近とウアン島 (Ile Ouen) の “玄武岩層” から報告されている (PARIS 1981)。ウアン島の玄武岩に関して，RODGERS (1975b) は，それがモードとノルムに石英を有するソレアイトであることを示し，海嶺玄武岩とは異なる，この様なソレアイトが，ニューカレドニアの火山岩には多く含まれることを指摘した。しかし一方，DUPUY *et al.* (1981) によれば，ヌメア (Nouméa) 北東に位置する Montagne des Sources のオフィオライトは，少量の島弧を特徴づける低 Ti オフィオライトを含むが，大部分は現在の中央海嶺の岩石に似たものである，とされる。従って，ニューカレドニア各地には，無人岩が，島弧ソレアイトや海嶺玄武岩と密接に関連して存在することが予想される。

無人岩の生成は水を必要とする (KUSHIRO 1972) ので，無人岩をサブダクション帯に関係した岩石とみることには，ほとんど異論はないようである。しかしながら無人岩には，通常の島弧火山岩と異なる幾つかの特徴と拡大海嶺的要素が存在する（白木ほか 1983 a, b）から，島弧一縁海系の発展と関連した特殊な環境が考えられる。無人岩生成の条件として，SHIRAKI *et al.* (1978)，MEIJER (1980)，KOBAYASHI (1983) は高温マントル中へのサブダクションによる水の供給を仮定し，一方，CRAWFORD *et al.* (1981)，HAWKINS *et al.* (1984) は水を含んだマントル中への高温ダイアピルの上昇を考えた。前者では無人岩に先行して海嶺玄武岩あるいは島弧ソレアイトが活動し，後者では無人岩の後に海嶺玄武岩が噴

出するだろう。従って，無人岩と島弧ソレアイトあるいは海嶺玄武岩との関係を明らかにすることは，無人岩の成因のみならず，海洋性島弧の構造発達史を組み立てる上で，極めて重要である。ニューカレドニアはこのような研究に最適のフィールドとなるだろう。

IX. まとめ

1. ニューカレドニアには無人岩が広く分布している可能性がある。我々は，短期間の訪問にもかかわらず，既知の西海岸ネプイ以外に，中央山地マミュー峠付近に新たな無人岩質枕状溶岩の露頭を発見することが出来た。

2. ネプイ無人岩は西岸帯の白亜紀後期〜始新世の"玄武岩層"に伴うが，マミュー峠無人岩は中軸帯の先セノニアン弱変成岩中に存在し，時代が異なるかもしれない。

3. ネプイでは，ガラス質単斜頑火輝石無人岩角礫とともに，同一無人岩マグマに由来する石英・長石をもつ半深成岩と，集積岩である橄欖石斜方輝石岩が見出された。

4. ネプイ無人岩はCaOに乏しく，ピジョン輝石・普通輝石の'Mg'が低い。対照的に，マミュー峠無人岩はCaOに富み，'Mg'・Crの高い普通輝石をもつ。全岩CaO量は，普通輝石のみならずピジョン輝石の晶出時期も規制する。

5. 無人岩初生マグマのCaO含量あるいはCa/Al比はかなり大きく変化し，マミュー峠無人岩は，小笠原の普通輝石無人岩とともに，最もCaOに富むタイプを，ネプイ無人岩は，最もCaOに乏しいタイプを，それぞれ代表する。

6. ニューカレドニアでは無人岩が，島弧ソレアイトや海嶺玄武岩と密接に関連して存在するから，これらの岩石相互の間の関係を明らかにすることが可能になるかもしれない。

謝辞

御指導・御協力を賜ったニュージーランド Auckland 大学の[illegible]博士と Bureau de Recherche Géologiques et Minières, Nouméa の J. P. PARIS 博士および山口大学理学部松本征夫，静岡大学理学部長沢敬之助，東京大学海洋研究所小林和男の各教授に感謝する。

引用文献

ANONIMOUS 1977 : Initial report of the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea floor. *Ofioliti*, **2**, 137-168.

—— 1978 : Leg 60 ends in Guam. *Geotimes*, **23**, 19-22.

ARNDT, N. T. 1977 : Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, **14**, 2620-2637.

——, NALDRETT, A. J. and PYKES, D. R. 1977 : Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, **18**, 319-369

AVIAS, J. V. 1977 : About some features of allochtonous ophiolitic and vulcanosedimentary suites units and their contact zones in New Caledonia. *Int. Symp. Geodynamics in S. W. Pacific*, Technip, Paris, 245-264.

BARRINGER, J. L. H. 1983 : A boninite series in the eastern Maryland Piedmont. *Eos*, **64**, 335.

BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. and PAUPY, A. 1984 : Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Miner. Petrol.*, **85**, 253-271.

BLOOMER, S. H. 1983 : Distribution and origin of igneous rocks from the landward slope of the Mariana Trench : implications for its structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, **88**, 7411-7428.

BROTHERS, R. N. and YOKOYAMA, K. (1982) : Comparison of the high-pressure schist belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. *Contrib. Miner. Petrol.*, **79**, 219-229.

BRYAN, W. B. (1972) : Mineralogical studies of submarine basalts. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **71**, 396-403.

CAMERON, W. E., MCCULLOCH, M. T. and WALKER, D. A. (1983) : Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 75-89.

—— and NISBET, E. G. (1982) : Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. In ARNDT, N. T. and NISBET, E. G. (eds.) : *Komatiites*, George Allen & Unwin, London, 29-50.

——, —— and DIETRICH, V. J. (1979) : Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature*, **280**, 550-553.

CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., BEBIEN, J. and TOSCANI, L. (1981) : Low- and high-Ti ophiolites in northern Pindos: petrological and geological constraints. *Bull. Volcanol.*, **44**, 439-449.

CAWTHORN, R. G., DAVIS, G., CLUMBLEY-ARMSTRONG, A. and MCCARTHY, T. S. (1981) : Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa: an estimate of the parental magma composition. *Lithos*, **14**, 1-15.

COISH, R. A. and CHURCH, W. R. (1979) : Igneous geochemistry of mafic rocks in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. *Contrib. Miner. Petrol.*, **70**, 29-39.

CRAWFORD, A. J. (1980) : Clinoenstatite-bearing cumulate olivine pyroxenite from Howqua, Victoria. *Contrib. Miner. Petrol.*, **75**, 353-367.

——, BECCALUVA, L. and SERRI, G. (1981) : Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 346-356.

DALLWITZ, W. B. (1968) : Chemical composition and genesis of clinoenstatite-bearing volcanic rocks from Cape Vogel, Papua: a discussion. *Proc. 23th Int. Geol. Congr.*, **2**, 229-242.

——, GREEN, D. H. and THOMPSON, J. E. (1966) : Clinoenstatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. *J. Petrol.*, **7**, 375-403.

DICK, H. J. and BULLEN, T. (1984) : Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.*, **86**, 54-76.

DUNCAN, R. A. and GREEN, D. H. (1980) : Role of multistage melting in the formation of oceanic crust. *Geology*, **8**, 20-26.

DUPUY, C., DOSTAL, J. and LEBLANC, M. (1981) : Geochemistry of an ophiolitic complex from New Caledonia. *Contrib. Miner. Petrol.*, **76**, 77-83.

FLEET, M. E. and MACRAE, N. D. (1975) : A spinifex rock from Munro Township, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, **12**, 928-939.

FREY, F. A., BRYAN, W. B. and THOMPSON, B. (1974) : Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, **79**, 5507-5528.

HAWKINS, J. W., BLOOMER, S. H., EVANS, C. A. and MELCHIOR, J. T. (1984) : Evolution of intra-oceanic arc-trench systems. *Tectonophys.*, **102**, 175-205.

石井輝秋 (1984)：小笠原古陸――フォア・アーク・オフィオライト――の成因. 地質学会91年大会講演要旨, 238.

ISHII, T., KONISHI, K., NAKA, J., FUTAKUCHI, K. and OHARA, H. (1983) : Description of samples from Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland". In KOBAYASHI, K. (ed.) : *Preliminary Report of The Hakuho Maru Cruise KH* 82-4, 173-186.

——, —— and OMURA, A. (1981) : Description of samples. In KOBAYASHI, K. (ed.) : *Preliminary Report of The Hakuho Maru Cruise KH* 80-3, 105-163.

JENNER, G. A. (1981) : Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea. *Chem. Geol.*, **33**, 307-332.

菊池　安 (1888)：小笠原島及火山群島地質摘要. 東洋学芸雑誌, **5**, 64-69.

KIKUCHI, Y. (1889) : On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Japan*, **3**, 67-89.

KOBAYASHI, K. (1983) : Fore-arc volcanism and cycles of subduction. In SHIMOZURU, D.

and YOKOYAMA, I. (eds.) : *Arc Volcanism : Physics and Tectonics*, TERAPUB, Tokyo, 153-163.

KOMATSU, M. (1980) : Clinoenstatite in volcanic rocks from the Bonin Islands. *Contrib. Miner. Petrol.*, **74**, 329-338.

KURODA, N. and SHIRAKI, K. (1975) : Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, **10**, 145-155.

——, —— and URANO, H. (1978) : Boninite as a possible calc-alkalic primary magma. *Bull. Volcanol.*, **41**, 563-575.

黒田　直・白木敬一・浦野隼臣・PARIS, J. P.・鮫島輝彦 (1983)：ニューカレドニア島の無人岩（小笠原無人岩と比較して). 地質学会90年大会講演要旨, 301.

KUSHIRO, I. (1972) : Effect of H_2O on the composition of magmas formed at high pressures. *J. Petrol.*, **13**, 311-334.

——, SATO, H. (1978) : Origin of some calc-alkalic andesites in the Japanese Islands. *Bull. Volcanol.*, **41**, 576-585.

LILLIE, A. R. and BROTHERS, R. N. (1970) : The geology of New Caledonia. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **13**, 145-183.

丸山茂徳 (1976)：四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質. 地質雑, **82**, 183-197.

MEIJER, A. (1980) : Primitive arc volcanism and a boninite series : examples from western Pacific island arcs. In HAYES, D. E. (ed.) : *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, Geophys. Monogr., **23**, AGU, 269-282.

MOUTTE, J. (1979) : Le Massif de Tiebaghi, Nouvelle Caledonie, et ses gites de chromite. *Ph. D. thesis. L'ecole Nationale Superieure des Mines de Paris*, 158p.

MYERS, C. W., BENCE, A. E., PAPIKE, J. J. and AYUSO, R. A. (1975) : Petrology of an alkali olivine basalt sill from Site 169 of DSDP Leg 17 : the central Pacific. *J. Geophys. Res.*, **80**, 807-822.

NAKAMURA, Y. (1972) : Equilibrium relations in Mg-rich part of the pyroxene quadrilateral. *Miner. J.*, **6**, 264-276.

NISBET, E. G., BICKLE, M. J. and MARTIN, A. (1977) : The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *J. Petrol.*, **18**, 521-566.

大橋不三男・白木敬一 (1981)：瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩鉱会誌, **76**, 69-79.

PARIS, J. P. (1981) : Géologie de la Nouvelle-Calédonie. Un essai de synthèse. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **113**, 278p.

PETERSEN, J. (1891) : Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. *Jahrb. Hamburg. Wiss. Anst.*, **8**, 1-59.

RIDLEY, W. I., RHODES, J. M., REID, A. M., JAKEŠ, P., SHIH, C. and BASS, M. N. (1974) : Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drilling Project. *J. Petrol.*, **15**, 142-159.

ROBINSON, P. T., MELSON, W. G., O'HEARN, T. and SCHMINCKE, H. U. (1983) : Volcanic glass compositions of the Troodos ophiolite, Cyprus. *Geology*, **11**, 400-404.

RODGERS, K. A. (1975a) : A comparison of the geology of the Papuan and New Caledonian ultramafic belts. *J. Geol.*, **83**, 47-60.

—— (1975b) : Lower Tertiary tholeiitic basalts from southern New Caledonia. *Miner. Mag.*, **40**, 25-32.

SAMESHIMA, T., PARIS, J. P., BLACK, P. M. and HEMING, R. F. (1983) : Clinoenstatite-bearing lava from Népoui, New Caledonia. *Am. Miner.*, **68**, 1076-1082.

佐藤博明 (1980)：初生安山岩の CaO/Al_2O_3 比. *MAGMA*, **59**, 7-10.

SHARASKIN, A. Ya., DOBRETSOV, N. L. and SOBOLEV, N. V. (1980) : Marianites : the clinoenstatite-bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench. In PANAYIOTOU, A. (ed.) : *Ophiolites*, Cyprus Geol. Surv., Nicosia, 473-479.

白木敬一・黒田　直 (1977)：無人岩再訪. 地学雑, **86**, 174-190.

SHIRAKI, K., KURODA, N., MARUYAMA, S. and URANO, H. (1978) : Evolution of the Ter-

tiary volcanic rocks in the Izu-Mariana arc. *Bull. Volcanol.*, **41**, 548-562.

白木敬一・黒田　直・浦野隼臣 (1983a)：無人岩の構造地質学的位置．松本徰夫（編）：九州の基盤と陥没構造，**2**，42-49.

——・——・—— (1983b)：無人岩は拡大する海嶺でつくられた．火山，**28**，199-200.

——・——・——・石井輝秋 (1984)：ニューカレドニアの２つのタイプの無人岩．地質学会91年大会講演要旨，386.

SHIRAKI, K., KURODA, N., URANO, H. and MARUYAMA, S. (1980): Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, **285**, 31-32.

白木敬一・丸山茂徳・黒田　直・浦野隼臣 (1981)：無人岩成因論．地球，**3**，160-166.

SIGURDSSON, H. (1977): Spinels in Leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning. *Initial Rep. DSDP*, **37**, 883-892.

—— and SCHILLING, J. G. (1976): Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 7-20.

SUN, S. S. and NESBITT, R. W. (1978): Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, **6**, 689-693.

SUZUKI, K. and SHIRAKI, K. (1980): Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan, and their bearing on possible mantle origin andesite. *Contrib. Miner. Petrol.*, **71**, 313-322.

TATSUMI, Y. and ISHIZAKA, K. (1982): Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 293-304.

VARNE, R. and BROWN, A. V. (1978): The geology and petrology of the Adamsfield ultramafic complex, Tasmania. *Contrib. Miner. Petrol.*, **67**, 195-207.

WALKER, D. A. and CAMERON, W. E. (1983): Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG. *Contrib. Miner. Petrol.*, **83**, 150-158.

WOOD, C. P. (1980): Boninite at a continental margin. *Nature*, **288**, 692-694.

ZONENSHAIN, L. P. and KUZMIN, M. I. (1978): The Khan-Taisir ophiolitic complex of Western Mongolia, its petrology, origin and comparison with other ophiolitic complex. *Contrib. Miner. Petrol.*, **67**, 95-109.

(1984年５月23日受理)

銚子半島“黒生チャート”から三畳紀コノドント発見

國廣俊二*・斉藤　晴*・坂上澄夫*

Discovery of Triassic Conodonts from "Kurohae Chert" in the Choshi Peninsula

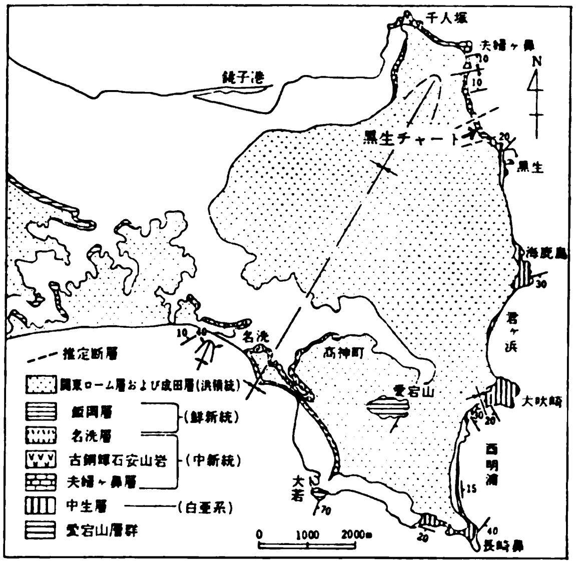
Shunji KUNIHIRO, Hareru SAITO and Sumio SAKAGAMI

銚子半島東海岸の黒生（くろはえ）** には，層状緑色のチャートが露出している。古く，山根新次（1924）は，ここに産する石灰岩から *Neofusulinella giraudi* DEPRAT の産出を報告し，また半沢正四郎（HANZAWA, S. 1950）は，この緑色チャートに挟在する灰色石灰岩中から紡錘虫 *Sphaerulina crassispira* LEE と豊富な石灰藻 Mizzia の産出を報告した。これらの化石から，その石灰岩の時代は，二畳紀の *Parafusulina* 帯～*Yabeina* 帯に相当すると考えられるので，それを含むチャートの層準は銚子半島南部の愛宕山とその近辺に分布する愛宕山層群に対比され，後期二畳紀とされてきた。

“黒生チャート”は，現在ではその直接の関係は不明であるが，北側に第三紀中新世の砂質凝灰岩からなる夫婦ヶ鼻層と，南側は下部白亜系の礫岩および砂岩，頁岩からなる海鹿島層と断層で接していると推定される．黒生フィッシュセンターから北方約150mにわたって海岸に面した崖に露出する．露出は連続せず，最近盛土した土砂によってさえぎられている．チャートの露頭は，[illegible]色を呈して，[illegible]全体に[illegible]色の部分が多い．また，淡～暗灰色に層理を[illegible]変化し，[illegible]断層を伴って複雑に変化している．[illegible]には，厚さ約4～5cmのチャート[illegible]薄い黄～緑色の凝灰岩質層[illegible]互層をなしている部分が多い．走向は北側ではN40°～60°E，南側ではN10°～30°E，傾斜は一般に20°～40°Nの単斜構造をなすと考えられるが，一部南傾斜を示すところもある．山根（1924），半沢（1950）が報告した石灰岩は，現在ではまったく見られない．

採集したチャートからは，フッ化水素酸法によってコノドントと放散虫を多数抽出することができた。採集地点のほとんどからコノドントを産出するが，なかでも生存期間が短かく，示準化石として有効な比較的保存良好なコノドントは，*Neogondolella bulgarica* (BUDUROV and STEFANOV), *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER, *Parvigondolella andrusovi* KOZUR and MOCK, *Misikella hernsteini* (MOSTLER), および *M. posthernsteini* KOZUR and MOCK である．*Neogondolella bulgarica* は見かけ上，下位の層準から，また *Epigondolella* cf. *bidentata*, *Parvigondolella andrusovi*, *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini* はチャート層の露出の最北部の見かけ上，上位の層準から産出した．*Neogondolella bulgarica* の示す時代は，三畳紀中期Anisian であり，*Epigondolella bidentata*, *Parvigondolella andrusovi*, *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini* の示す時代は，三畳紀後期のNorian後期～Rhaetian? である．これらは[illegible]三畳紀の放散

* 千葉大学理学部地学教室 Department of Earth Sciences, Chiba University
** ここでは[illegible]国土地理院発行の[illegible]地形図[illegible]と仮名をつけてある



第１図　銚子半島地質概略図
黒生チャートの位置を示す。(千葉県地学のガイド (1974) による，一部改変)



第２図　黒生チャート産三畳紀コノドント
1-3. *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV and STEFANOV), 4. *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER, 5. *Misikella hernsteini* (MOSTLER), 6. *Misikella posthernsteini* KOZUR and MOCK, 7. *Parvigondolella andrusovi* KOZUR and MOCK. 1-4, 7, ×110, 5, 6, ×220.

虫 *Triassocampe* sp. が *Neogondolella bulgarica* と共産したが，これについては保存が悪く，種の同定はできなかった。

従来，ここで産出した石灰岩中の化石から“黒生チャート”の地質時代は二畳紀後期とされていたが，今回，チャート自体からの上記コノドントの発見によって，それが三畳紀中期乃至三畳紀後期であることが明らかになった。

以前，“黒生チャート”の中から報告された二畳紀後期の化石を含む石灰岩は，現在まったく見ることができないので，その産状を確かめられないが，おそらく石灰岩は外来物であろう。また，銚子半島南部に露出する高神礫岩中の石灰岩礫の中からも，同様の化石（*Sphaerulina crassispira* LEE）を産出する（尾崎　1959）ことや，“黒生チャート”の直上に約2ｍ 大の高神礫岩と類似の礫岩が存在する（鹿間・鈴木　1972）ことが報告されていることなどから，半沢（HANZAWA 1950）の報告した石灰岩は，高神礫岩と何らかの関係があるのではないかと考えられる。

今後，先白亜紀基盤岩類として一括されている愛宕山周辺に分布する愛宕山層群の再調査を進めるとともに，関東山地などに露出する石灰岩やチャートとの比較・検討が必要である。

参考文献

HANZAWA, S. (1950): On the occurrence of the foraminiferal genera, *Eoverbeekina*, *Nankinella*, and *Sphaerulina* from Japan. *IGPS. Tohoku Univ.*, **2**, 1-12.

千葉県地学ガイド編集委員会編（1974）：千葉県地学のガイド―千葉県の地質とそのおいたち―．森重出版，1-365.

尾崎　博（1959）：銚子の古生代礫岩の層位学的研究．国立科博研報，**4**，188-201.

鹿間時夫・鈴木茂樹（1972）：千葉県銚子半島の地質　白亜系を中心にして　．横浜国大研報，〔2〕，**19**，133-157，pls. 4-6.

山根新次（1924）：千葉県銚子附近の地形．地学雑誌，**36**，95-99.

（1984年6月4日受理）

書評と紹介

アーサー・ホームズ著，ドリス・L・ホームズ改訂：一般地質学Ⅱ（原書第3版）．上田誠也・貝塚爽平・兼平慶一郎・小池一之・河野芳輝（訳），AB 判，292 頁，東京大学出版会，昭和59年2月20日発行，3400円

本書は本誌93巻1号で紹介された一般地質学Ⅰの続刊であり，全3巻31章のうち14章から23章がおさめられている。Ⅰ巻が地質岩石，Ⅲ巻が地球物理と大別されるとすると，このⅡ巻は自然地理とくに地形が取扱われている。原著の初版は1944年，第2版は1965年，第3版は1978年に出版され，著者アーサーは第2版出版の年に没し，第3版はホームズ夫人ドリスによって改訂が加えられた。二人ともに高名なイギリスの地質学者であり，本書（Holmes Principles of Physical Geology, Thomas Nelson and Sons, 3rd Edition, 1978）は，初版以後すでに名著としての評価を得ている。

本書のような専門教科書的定本について今も日本語版が訳出されることについては一考してみる必要があるように思われる。現在は洋学の導入期であった明治から昭和初期までとは異なり，多くの地学研究者や教育者が育ち活躍している訳だが，その中で著わされる多くの書物には本書のような内容が期待できないということであろうか。訳者はいずれも日本の地学界の第一線に活躍する現役である。訳者のうちのどなたかに，むしろ翻訳でない地学のこの種の一般書の著述を期待したいが，現状では無理なのであろうか。確かホームズの一般地質学（第2版）は1969年に竹内　均氏によって訳出されたことがある。本書は原著者1人かせいぜい改訂者と合わせて2人の著作とみられるが，この場合の訳者は5人もいる。それぞれ専門のパートごとに担当したと思われるが，一般地質学の広範な領域といっても，1人の考え方で統一されることに書物の意味があるので，訳者も1人かせいぜい2人であった方がよかった。読み易い訳文としてすでに本誌に紹介され，その限りでは努力があったと思われるが，ただ訳語の中に「布状洗」「堤島」など見なれない地形用語が散見する。

各章の章立ては，岩石の風化と土壌，地下水，燃料生産者としての生物：石炭と石油，地表の侵食と斜面の発達，河川の働き，河系の発達とそれに伴う地形，氷河と氷河作用，氷河時代と関連する諸問題，風の作用と砂漠の地形，海岸の地形と海水の働きとなっている。いずれも魅力的な内容を期待させるが，石灰岩のつくる地形即ちカルスト地形や構造土，ピンゴなど凍土現象はともに地下水の章に含まれ，一般の地形教科書の配列とは異っている。石炭と石油の章では「燃焼の気候への影響」がとりあげられ，集積した速さの何十万倍もの速さで燃焼される結果，CO_2 が気候変化にどう影響を及ぼすか，さらには海水準変化とどう関わるかを述べている。氷河時代の章では当然ながら気候変化に関連するが，かなり詳細な議論が紹介され訳注も他章に比べて多い。ただイギリス諸島の氷期名だけに原著以外のものが加えられていることの意味はやや理解し難い。二畳—石炭紀の氷河時代についての紹介部分は，一般には資料の得にくい場所だけに参考になる。

湖と湖盆（総括）が氷河の章の最後に加えられているのはいささか唐突だが，止むを得ないのかも知れない。砂漠の地形の章の末尾には「塩類堆積物と地質時代の気候」がとりあげられ，欧米で重要な塩類堆積物は二畳紀の乾燥気候の産物であり，今よりずっと低緯度で形成されたこと，従って大陸の北方への平均100万年に11km の移動が示されると述べている。こうした地球規模で地学的現象をとらえることが地学の真髄ではないかと思われる。本書の解説がどの項目でも優れている点は，正に分析の観点と視野が地球規模であることで，この視野の獲得を我が国の地学者は余り得手とはしないのではあるまいか。掲載の写真枚数も頗る多い。平均各ページの半分は写真に当てられて，図解は意外に少ない。しかも各写真とも地学写真としては秀逸なものばかりで，黒白写真ながら語る内容は豊富である。全体に散文調，解説風であり取り付き易いので専門家や学生の参考書に宜い。　　　　　　　　　　　　（式　正英）

協会記事

第24回図書委員会（昭和58年8月10日）

出席者：坂倉・肥田両理事，平山委員長，飯島，石山，橋本，神戸各委員

報　告：現在までの業務の経過と，今年度の業務計画，予算などにつき報告があり，それぞれ承認された。

地質調査所発行の地質図などは，前回の委員会後マップケース（2台）を購入し，整理に着手した。

議　事：

1. 各県発行の県地質図を寄贈または購入によって収集することになった。
2. 古典収集を促進するため，古典リスト（昭和57年10月作成）をさらに検討し，今後も収集に努力することになった。

理事会（昭和59年度第1回　昭和59年5月7日）

出席者：和達会長，佐藤(光)・矢沢両副会長，坂倉，佐藤(茂)，奈須，前島，肥田，西川各理事，佐藤(久)・佐藤(恭)両監事

議　事：

1. 会員の入退会
   入会者：大村一夫，土屋　清，湯浅真人，斎藤享治，林　唯一　以上5名
   退会者：湊　正雄，渡辺　光　以上2名死去退会
2. 昭和58年度事業報告（案）を承認した。
3. 昭和58年度収支計算書並びに貸借対照表及び財産目録（案）を承認した。
4. 昭和59年度事業計画（案）を承認した。
5. 昭和59年度収支予算書（案）については58年度決算を踏まえて総会迄に一部訂正することにした。
6. 日本地学史編纂委員会の新設については，その前段階として内容をさらに吟味する為に，日本地学史編纂検討委員会（期間1カ年）を設置することとし，その具体化については次回理事会でさらに審議することとした。
7. JICA（国際協力事業団）による研修生（地質調査所，国土地理院）を見学会に招待する等の行事案が西川理事より提出されたが，これについてはさらに具体的に検討することとした。

行事委員会（昭和59年6月30日）

出席者：西川　治，浜田隆士，徳永英二，三上岳彦

議　事：

1. 今年8月30日から9月下旬にかけて来日予定の V. Schytt 博士（ストックホルム大学教授）と Nyman 氏（SAS 航空・報道記者）を迎えて Ymer-80 北氷洋探検成果の報告をきく機会について検討し，理事会に提案することとした。
2. JICA の地学研修生をまじえたエクスカーションの可能性について検討した。
3. 秋の評議員会当日の特別講演は，日本近海の深海調査をテーマにすることを決めた。

理事会（昭和59年度第2回　昭和59年7月25日）

出席者：和達会長，佐藤(光)・矢沢両副会長，梅沢，坂倉，佐藤(茂)，奈須，前島，肥田，西川各理事，佐藤(久)・佐藤(恭)両監事

議　事：

1. 会員の入退会
   入会者：藤岡換太郎，山口寿之，高柳洋吉，長岡正利，松久幸敬，南部松夫，村田明広，伊藤谷生，高野史男，遠藤　弘　以上10名
   退会者：大森五郎　以上1名
   坂東祐司，竹内常彦　以上2名死去退会
2. 日本地学史編さんに関する検討会を8月4日午後2時から開くこととした。
3. 中国における科学文献資料展へは地学雑誌92巻7号（特別号），93巻1～3号，総目録，国連大学との共催シンポジウムのプロシーディングスを出品することとした。
4. ストックホルム大学シット氏の特別講演会を9月26日15時より開催，18時よりカクテ

ルパーティーを催す段取りで，関係方面と連絡をとることとした。

5．会員逝去に際しての取扱い方（内規）を決定した。

第25回図書委員会（昭和59年7月26日）

出席者：坂倉・肥田両理事，平山委員長，石山，井内，戸谷各委員

報　告：前回の委員会後の図書関係の主要経過について

議　事：

1．倉庫内に保管されていた古地図，古地質図を整理，書庫内に保管することにした。

2．寄贈された単行本の処置を検討した。

3．国内，海外から送付された刊行物の処置について検討した。

4．各県発行の県地質図を書店から購入し，保存することになった。

5．古典書の収集は長期にわたり続行し，極力収集することになった。

訃　報

本協会会員　竹内常彦氏は昭和59年7月16日，日高孝次氏は昭和59年8月15日，家坂貞男氏は昭和59年9月18日　逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。

会長　和達　清夫

会　　告

地学雑誌の特別号（93巻7号）として刊行予定の，“最近の地学-II”1984，の掲載論文は次の通りです。

1．歴史時代の気候復元――特に小氷期の気候について　前島郁雄

2．地理学における数理的手法の発達　杉浦芳夫

3．第四紀の気候変化　小疇尚

4．第四紀の海洋古環境――鹿島 SK-1 の研究　高柳洋吉

5．日仏共同研究“海溝”計画――第一次調査の成果　飯山敏道・中村一明・小林和男・Xavier LE PICHON・Vincent RENARD・Jean paul CADÈT

6．反射地震記録より見た海溝付加帯の動態　加賀美英雄

7．本州弧の発達史におけるナップ構造とオリストロームの意義　狩野謙一・村田明広

8．サンゴ礁の地学的研究の最近の成果　小西健二

9．造山帯の層状チャートの成因　飯島東

10．被子植物の最近の進歩　棚井敏雄

11．化石学（paleontology）から古生物学（paleobiology）へ　花井哲郎

12．放散虫化石の生層序における役割について　中世古幸次郎

13．三波川変成岩の熱史　坂野昇平・酒井千尋・大槻正行

14．ダイヤモンドの K-Ar 年代測定の試み　座主繁男・小嶋稔

15．エルニーニョ現象　朝倉正

以上15編ですが，若干の論文は表題変更があるかも知れません。なお発行は昭和59年12月末の予定で，会員には無償配布，会員外への販売価格は800円（郵送の場合は900円）です。

以上

東京地学協会 取扱い出版物

▲印　新刊

日本地質図　〒 450円

No.5，日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No.8，日本温泉分布図　組の場	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧　合1,950 〒 500円	〃	930
No.9，日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11，日本の火山（２版）	〃	1,350
No.13，日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14，日本鉱床生成図（鉱種・時代）	〃	720
No.15-1，日本鉱床生成図（モリブデン・タングステン・錫）	〃	940
No.16-1，絶対年代図（花崗岩）	〃	650
No.16-2，絶対年代図（変成岩）	〃	900
No.17-1，粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4，日本鉱床分布図（銅・鉛・亜鉛・マンガン）	〃	3,010
No.17-5,6，日本鉱床分布図（金・銀・水銀・硫黄・石膏）	〃	2,120
No.18，日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19-1，日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧	〃	990
No.20，日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21，日本温泉放熱量分布図	〃	1,310

日本地質図 第３版（1968，凡例英文）	縮尺1/500万	560
日本地質図 第４版（1982，凡例英文）	縮尺1/500万	1,340

地質構造図　〒 450円

No.1，秋田	縮尺1/50万	890
No.4，伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5，信越地域活構造図	1/20万	1,560
No.6，秋田・山形地域活構造図	1/20万	2,060

特殊地質図　〒 450円

No.11，山形市北部　説明書付	縮尺1/5万	850
No.13，佐世保北部	1/2.5万	850
No.15，石狩沖積低地　説明書付	1/10万	1,240
No.17，鬼首	1/2.5万	650
No.20，東京湾とその周辺地域　説明書のみ	1/10万	1,080
No.21-1，豊肥地熱地域地質図　説明書付	1/10万	2,310
No.22，静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/20万	780

活構造図　〒 450円

▲No.4，札幌	縮尺1/50万	1,590
No.6，秋田	〃	1,710
▲No.7，新潟	〃	1,700
No.8，東京	〃	1,620
No.11，京都	〃	1,660
No.13，高知	〃	1,460
▲No.15，鹿児島	〃	1,440

水理地質図　〒 450円

No.4，山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/5万	650円
No.5，香東川・土器川・財田川流域　説明書付	1/10万	650
No.6，愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/10万	650
No.7，千葉西部	1/10万	650
No.8，奈良県大和川流域	1/5万	650
No.11，長野県松本盆地　説明書付	1/5万	650
No.12，兵庫県南西部　説明付	1/10万	650
No.13，佐賀・福岡県筑後川中流域	1/5万	650
No.15，都城盆地　説明書付	1/10万	650
No.16，仙台湾臨海地域	1/10万	840
No.17，高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18，福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/5万	650
No.19，熊本県白川・黒川流域	1/5万	650
No.20，鳥取県日野川流域	1/5万	840
No.21，福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22，山梨・長野県釜無川上流域	1/5万	1,110
No.23，長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/5万	1,390
No.24，長野県千曲川中流域	1/5万	1,390
No.25，島原半島	1/5万	1,510
No.26，長崎県諫早・北高地区	1/5万	1,260
No.27，長野県上川・柳川・宮川流域	1/5万	1,260
No.28，福島県郡山盆地	1/5万	1,390
No.29，福島盆地	1/5万	1,540
No.30，甲府盆地	1/5万	1,530
No.31，長野県千曲川・犀川流域	1/5万	1,620
No.32，新潟県高田平野	1/5万	1,790
▲No.33，徳島県吉野川下流域	1/5万	1,390

火山地質図　〒 350円

No.1，桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2，有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
No.3，草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図　〒1000円

［北海道・本州・九州］（20地域）	縮尺1/5万	3,730

日本地質図索引図第２集（Ｉ）（1960～69）	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第２集（II）（1960～69）	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第３集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第４集（1975～79）	〒1000円	6,000
英文鉱産誌（日本の地質概要の説明書：430頁）1977発行	〒 700円	3,780
▲**地　質　図　目録図　1984年版**（既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの）	**〒 300円**	800

斉藤報恩会発行，増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950-1974）（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円，第一地帯 800円，第二 950円，第三 1,100円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

日本炭田図 〒 500円（1.2.8.13は都内 700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円）

No. 1, 常磐炭田図	説明書付	縮尺1/ 5万	1,760円
No. 2, 北松炭田図	〃	1/2.5万	2,930
No. 3, 留萌炭田大和地区	〃	1/2.5万	730
No. 4, 常磐炭田泉地域	説明書付	1/ 1万	730
No. 5, 釧路炭田新縫別地域	〃	1/ 1万	730
No. 6, 石狩炭田東芦別地域	〃	1/ 1万	1,330
No. 7, 釧路炭田北西部	説明書付	1/ 2万	1,330
No. 8, 雨竜ー留萌	〃	1/ 2万	2,930
No. 9, 佐世保市南西部	〃	1/ 1万	1,330
No.10, 新潟県赤谷	〃	1/ 5000	1,330
No.12, 佐世保西南部地域	〃	1/ 1万	1,760
No.13, 天北炭田地質図	組の場合	1/2.5万	4,190
炭層対比図炭柱図	6,540円		2,650

海洋地質図 〒 450円

	縮尺	
No. 2, 対島-五島海域表層底質図	1/ 20万	1,350
No. 3, 相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/ 20万	1,840
No. 4, 相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/ 20万	1,630
No. 5, 紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/ 20万	1,700
No. 6, 紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/ 20万	1,280
No. 7, 琉球島孤周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8, 西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9, 八戸沖表層堆積図(付図5)	1/ 20万	2,350
No.10, 八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/ 20万	1,970
No.11, 日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12, 西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/ 20万	2,440
No.13, 日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14, 北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15, 日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16, 紋別沖表層堆積図(付図3)	1/ 20万	2,460
No.17, 小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18, 小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19, 中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20, 隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/ 20万	2,530
No.21, 中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
No.22, 釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/ 20万	2,710
No.23, 日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24, 房総半島東方海底地質図	1/ 20万	2,570
▲No.25, 釜石沖表層堆積図	1/ 20万	2,770

空中磁気図 縮尺$\frac{1}{20万}$ 〒 450円

I . 酒田-村上-弥彦-糸魚川海域［$\frac{1}{50万}$1枚, $\frac{1}{20万}$3枚］	1,030円
II . 稚内-利尻-遠別-留萌-札幌海域(4枚)	1,030
III . 浜頓別-雄武-網走海域(2枚)	590
IV . 御前崎-浜松-豊橋海域(2枚)	590
V . 西九州長崎-川内海域(1枚)	590
VI, VII . 気仙沼-磐城-日立-鹿島-鴨川海域(5枚)	1,030
VIII, IX, X . 厚岸-襟裳-函館-積丹海域(7枚)	1,030
XI, XII . 輪島-福井-陸奥-宮古-花巻海域(7枚)	1,030
XIII . 福井-豊岡-隠岐海域(2枚)	590
XIV, XV, XVI . 豊橋-串本-室戸-佐多岬海域(8枚)	1,550
XVII, XVIII . 天北-十勝地域(2枚)	590
XIX, XX . 日高-大雪地域(2枚)	590
XXI, XXII . 奥尻-津軽-男鹿半島-酒田海域(4枚)	1,030
XXIII . 五島列島-野母崎-男女群島-甑島海域(2枚)	1,030
XXIV . 北見地域(2枚)	590
XXV . 大隅半島-屋久島-種子島東方海域(2枚)	1,030
XXVI . 佐渡相川-輪島-糸魚川-七尾海域(2枚)	1,030
XXVII . 伊豆沖-相模灘-伊豆諸島-房総沖海域(3枚)	1,030
XXVIII . 常磐沖東方海域(4枚)	1,030
XXIX . 日本周辺海域 縮尺1/100万(3枚)	1,030
XXX . 三陸沖東方海域(4枚)	1,030
XXXI . 関東沖東方海域(4枚)	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧 縮尺$\frac{1}{80尺}$ 〒 450円

I . 新第三紀後期ー第四紀の鉱化作用	610
II . 新第三紀の鉱化作用	590
III . 古生代後期ー第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図 〒 450円

No. 1, 青山奥	縮尺1/ 5万	820
No. 2, 横浜（断面図、柱状図付）	1/1.5万	820
No. 3, 横須賀	1/ 2万	820
No. 5, 五城目南部（断面図付）	1/1.5万	820
No. 7, 魚沼（断面図2及び説明書付）	1/ 5万	3,410 〒800円
No. 8, 本宿（断面図、外1付）	1/2.5万	1,510
No. 9, 七谷	1/2.5万	820
No.10, 茂原（1/5万1枚, 1/1.5万2枚）	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11, 佐渡（南北2枚及び説明書付）	1/ 5万	3,020 〒500円

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

1/5万 地質図及び説明書（左上から定価の順、同一価格は五十音順。△印説明書なし。（　）内は地形図の名称）

440円〒350円
△羽前金山

450円〒350円
△網走

460円〒450円
赤碆
秋葉山
上松
足尾
厚田
阿仁合
飯田
石野
今治西部
伊予三崎
岩内
岩館
宇部
宇部東部
襟裳岬
大垣
大迫
大[illegible]
大屋市場
尾花沢
渡島小島
鬼[illegible]
小浜
飫肥
蟹田
海南
金沢
唐津
冠島
霧島山
串本
鞍岡
国分
甲府
小泊
昆布森
猿留
須坂
田沢湖
但馬竹田
垂水
丹後由良
[illegible]
[illegible]潟
都農
津[illegible]東部
都井岬
当別
[illegible]木
苫前
富岡
那智
西[illegible]
[illegible]三
[illegible]崎
羽咋
浜益
東茂住
[illegible]岳
人首
平[illegible]
船津
幌加内
本岐
幌泉
母衣月
神子元島
三日市
三厩
鵡川
森吉山
門別
焼尻島
湯本
吉野山
呼子
留萌

600円〒450円
△青谷・倉吉
荒島岳
伊万里
内之浦
渡島大島
大槌・霞露岳
大間・佐井
大村
鯛ノ浦
加治木
勝本・郷ノ浦・芦辺
[illegible]
[illegible]
上[illegible]
[illegible]
[illegible]
小[illegible]
[illegible]滝
志布志
城[illegible]
新宮・阿田和
[illegible]原
[illegible]内
男女群島
達布
田[illegible]
太良鉱山
近[illegible]
[illegible]
付[illegible]
徳[illegible]
[illegible]位
根[illegible]
[illegible]島
八幡平
[illegible]浦
肥前高島・野母崎
日向青島
肥前江ノ島
深浦
[illegible]島
（伊予三島）
三田井
見付・掛塚
三宅島
焼石岳
八幡浜・伊予高山
陸中野田
涌谷
若柳

890円〒450円
△伊東
五所川原
△横田
脇野沢

1,390円〒450円
粟島
磯浜
[illegible]
[illegible]良部島
[illegible]
[illegible]津
渡島福島
[illegible]
[illegible]
[illegible]
[illegible]城[illegible]
[illegible]
下[illegible]
[illegible]崎
多良間島
[illegible]
利[illegible]島
[illegible]江
那珂湊
野[illegible]
[illegible]城
[illegible]島
[illegible]崎
陸奥川内
屋久島西南部
八雲
米内沢

1,510円〒450円
羽後和田
▲国縫
小諸
酒田
知内
大樹
大正
[illegible]館
多[illegible]
津幡
宮古島北部

1,840円〒450円
相沼
秋田
▲浅虫
浅舞
油川
石岡
上石見
木古内
[illegible]
[illegible]
▲名古屋北部
[illegible]
本別
[illegible]
[illegible]
[illegible]
遊楽部岳

2,390円〒500円
[illegible]野瀬
伊予鹿島・[illegible]
魚貫崎及び牛深
大阪西北部
▲長[illegible]部
帯広
象潟
[illegible]川
神津島
[illegible]城
薩摩硫黄島
白木峰
▲[illegible]
大平山
竹田
津島
中[illegible]
中浜
早岐
藤沢
[illegible]日町
宮古島
諸塚山
横浜
▲吉岡
与那国島
若桜

2,390円
〒 都内700円
第[illegible]地帯800円
第[illegible]地帯950円
第[illegible]〃1,100円
浜松

2,510円〒500円
奥尻島北部及び[illegible]部

2,550円〒500円
岩[illegible]
松島

2,580円〒500円
[illegible]港

2,610円〒500円
鴨川
▲塩釜

2,620円〒500円
亀山

2,670円〒500円
▲石巻

2,680円〒500円
▲四日市

2,700円〒500円
[illegible]神

2,750円〒500円
▲[illegible]仙峡

2,760円〒500円
▲[illegible]根西部

2,790円〒500円
江住

2,850円〒500円
[illegible]都

2,880円〒500円
▲能代

2,940円〒500円
[illegible]湯沢

2,980円〒500円
神戸

3,290円〒500円
▲宮崎

3,350円〒500円
▲東京西南部

3,420円〒500円
▲[illegible]崎

3,600円〒500円
[illegible]山

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印 新刊

<table>
<tr><td>1/7.5万 地質図
及び説明書
490円〒450円</td><td colspan="6">1/20万 地質図　〒350円（左上から定価順，アイウエオ順）</td><td>1/50万 地質図 〒350円</td></tr>
<tr><td>鬼首
高松
徳島
勿来
臨町

説明書なし
塩原　420円
津和野 490円</td><td>440 円
石巻
伊良湖岬
男鹿島
高知
野辺地
羽幌
松山
輪島</td><td>620 円
網走
酒田
標津
深浦
稚内

870 円
尻屋崎
天塩</td><td>1,140 円
剣山
鳥取
根室
留萠

1,310 円
大多喜
釧路
知床岬
豊橋</td><td>野母崎
宮古島

1,520 円
▲紋別

1,530 円
田辺

1,570 円
▲千葉

1,630 円
久遠

1,670 円
名古屋</td><td>1,780 円
横須賀

1,830 円
姫路

1,850 円
松江及び大社

1,870 円
旭川

1,880 円
延岡</td><td>2,020 円
▲盛岡

2,060 円
枝幸

2,140 円
室蘭

2,350 円
弘前及び深浦

2,460 円
札幌

2,510 円
秋田及び男鹿</td><td>500 円
奄美大島
八丈島
青森

1,960 円
鹿児島

2,010 円
▲網走

2,320 円
釧路

2,410 円
京都(第4版)</td></tr>
</table>

備考：遠隔地の方で，郵送希望の時には注文品の代金に送料を加えて前もってご送金下さい。送料は１部についてで，その中には発送手数料が入っています。注文品が２部以上の時には，全体としての送料になりますので，事前にご連絡下さい（正会員は定価の一割引）。振替口座　東京０－６６２７８

第一勧業銀行　麹町支店（普）１４０４０４４，三菱銀行　麹町支店（普）４０４８１０３

銀行振込の場合〔銀行の送金手数料は購入者側で負担して下さい〕には，銀行からはお名前と金額しか知らせてきませんので，事前に注文品と住所・氏名をお知らせ下さい。なお現金書留は勿論結構ですが，郵便切手同封によるお申し込みは取り扱いません。入金次第発送申し上げます。

なお国立私立大学・高校等の公共機関で公費後払いの場合には，先にハガキなどでご注文下さい（請求書等必要書類及びその部数もご指示願います）。注文品発送と同時に定価に送料を加えて請求させて頂きます。　　以上

通産省 工業技術院 地質調査所発行の地質図幅
総販売元　〒102 東京都千代田区二番町12－2
社団法人　東京地学協会
電話 東京（03）261-0809，262-1401

▲ 地学雑誌　特別号〝最近の地学－1983〟(92巻７号)は，900円（送料共）で発売しております。(正会員割引無)
昭和59年２月～12月発行の地学雑誌（93巻１～７号）は１カ年11,400円（送料共）で購読予約を受け付けております。
地学雑誌総目録（1879～1980）3,000円（送料共）を発売しております。　　（正会員割引無）

地学雑誌　第864号　昭和59年10月20日印刷　昭和59年10月25日発行
編集兼発行者　前島郁雄
発行所　社団法人 東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話 東京(03)261-0809　振替口座東京0-66278
印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 6 (865), 1984

目　　次

CONTENTS

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

会　　告

東京地学協会は昭和60年度の「地学に関する研究調査助成」を下記により実施します。

1. 助成対象：本協会の会員または会員が加わっている研究グループ，あるいは会員の推薦する研究グループによって行われる地学に関する研究調査。
2. 申込締切：昭和60年1月末日
3. 助成金総額：約300万円
4. 1件当り助成額（奨励金・貸付金共）：
   海外プロジェクト　50万円以内　　国内プロジェクト　30万円以内
5. 助成を受けた者の義務：奨励金を受けた者は，研究成果を本協会において講演し，その要旨を地学雑誌に発表すること。貸付金（無利子）は1年以内に返還すること。
6. 審査決定：昭和60年4月中旬

地学クラブお知らせ

1月：日曜日のため休会します。

2月：昭和60年2月20日（水）　14：00～16：30　地学会館

講演　(1)「最近の内外の地図学の動向」（スライド）

(2)「オーストラリア西部の自然と人文」（スライド）

国土地理院　高崎正義・金窪敏知・大竹一彦

3月：昭和60年3月20日（水）　14：00～16：30　地学会館

講演　「コノドントと地質構造」

東京大学名誉教授　木村敏雄

（世話人　虎岩達夫）



写真1　滑落崖上部



写真2　御岳山（南方より）および滑落崖と岩屑流の通路（山体右側の明色の部分）



写真3
滑落に伴う擦痕。白い斜めの筋は，擦痕でできた畝状部にのっている岩屑の列。



写真4
岩屑がつくった縞模様。流れは左側（伝上川）から右方（濁沢）へ移動した。

御岳山南斜面の大崩壊

Collapse of Volcanic Slope on Mt. Ontake, Triggered by the Earthquake of Sept. 1984, Central Japan.

1984年9月14日午前8時48分頃，御岳火山の東南麓で発生した「長野県西部地震」は，同火山の山頂の南，約1.5km，標高1900～2500m付近の大崩壊を招いた（写真1，2）。その滑落崖の上部は，直下の伝上川の谷底から高さ600m以上あるが，崩落物質は滑落斜面（平均傾斜25°～30°，斜面長1～1.5km）を加速しながら高速で落下した。その滑落中に，滑落崖の側壁に多数の擦痕を残した(写真3)。落下した岩屑集団の大部分は伝上川沿いに樹木と表土をはぎとりながら移動し，2kmほど下流の谷の屈曲部では岩屑集団のかなりの部分が真すぐに谷壁をこえて西側の濁沢へ入った，その乗り越えた部分の広い屋根の上には，緑の樹林は消えて代りに白，灰，赤褐など様々な色をした岩屑が複雑な縞模様をえがいて残されていた(写真4)。この縞模様は，高速で移動した岩屑流内部での岩屑の流動状態を知るよい手懸りになると思われる。(写真1は朝日航洋KK. 1984年9月 28 日撮影，本文と写真2～4は松田時彦，写真3・4は1984年9月30日，写真2は10月30日撮影。Photos by Aero Asahi Co. and T. MATSUDA)。

地学雑誌 93-6 (1984)

大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ

長 岡 信 治*

Late Pleistocene Tephrochronology in the Region from the Osumi Peninsula to the Miyazaki Plain in South Kyushu, Japan

Sinji NAGAOKA

Abstract

Southren Kyushu has been the region of intense volcanism at least since Pliocene time. One of the most characteristic features is the prevalence of the large-scale pyroclastic flow eruptions which originated from such gigantic calderas as Aira, Ata, Kikai and Kakuto.

There exist a considerable number of literature on the stratigraphic sequence and distributions of the pyroclastic flow deposits in South Kyushu. However, relatively small number of reports are available on air-fall tephra deposits, which are useful for establishing Quaternary chronology both of source volcanoes and of marine or fluvial sediments in the coastal regions such as the Miyazaki Plain. In this study, each bed of maker-tephras which erupted during the time from ca. 100,000 to 25,000y.B.P., is precisely discriminated and described in the northern part of the Osumi Peninsula, Kagoshima Prefecture first. And then each tephra is traced northeastward along the main axis of distributions to the Miyazaki Plain.

Of many tephras, the following four well-dated tephras are used as fundamental time-makers because of their widespread occurence; Ata pyroclastic flows, originated from Ata caldera in 95,000-90,000y.B.P.; Kikai-Tozurahara ash falls, originated from Kikai caldera in 75,000y.B.P.; Aso-4 pyroclastic flows, originated from Aso caldera in 70,000y.B.P.; Ito pyroclastic flows and AT ash, originated from Aira caldera in 22,000-21,000y.B.P. Several air-fall tephras from the Aira and Kirishima volcanic centers are identified in detail and roughly dated from their stratigraphic positions between these fundamental maker-beds.

About 75,000-70,000y.B.P., explosive activity of Aira caldera occurred resulting in the formation of plinian pumice fall deposit, Fukuyama pumice falls, which is found from the Osumi Peninsula to the Miyazaki Plain. During ca. 60,000-25,000y.B.P., intermittent eruptions occurred forming five sheets of tephras, of which the Iwato eruption was greatest in producing pumice falls, pyroclastic surges and pyroclastic flows. Iwato pumice falls mantle extensive area from the Osumi Peninsula to the Miyazaki Plain. Cataclysmic eruption occurred from Aira caldera, producing Osumi pumice falls, Tsumaya and Ito pyroclastic flows

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

and AT ash 22,000-21,000y.B.P. Most of these eruptions were accompanied with phreatomagmatic ones.

Eruptive history of Kirishima volcano is divided into two stages deduced from the tephra sequence. At ca. 40,000 y.B.P., older stage of activity started with ejection of relatively felsic pumice falls, Iwaokoshi pumice fall, and graded to more mafic and frequent eruptions, Awaokoshi scoria fall. Younger stage began with the plinian eruption of Kobayashi pumice fall at ca. 15,000y.B.P.

Of many terraces in Miyazaki Plain, Sanzaibaru terrace is the most extensive one and is accompanied with transgressive marine deposits. Stratigraphic relation with tephra sequence shows that Sanzaibaru terrace was emerged before the Ata pyroclastic flow eruption, ca. 95,000y.B.P., probably indicating the Last Interglacial Stage. Most of terraces younger than Sanzaibaru are of fluvial origin, except for Nyutabaru II and probably III terraces which are partly of marine origin, and are largely devided into two groups, older and younger. Older terraces, Nyutabaru terrace group, formed during the time from the Ata eruption to the Aso-4 eruption, were chracterized by the profiles with more gentle gradient. Younger ones which were chracterized by the profiles with steeper gradient, were formed after the Aso-4 eruption and before the Kobayashi pumice fall. The difference of their profiles reflects the sea level after the maximum stage in the Last Interglacial Age.

I. 序　論

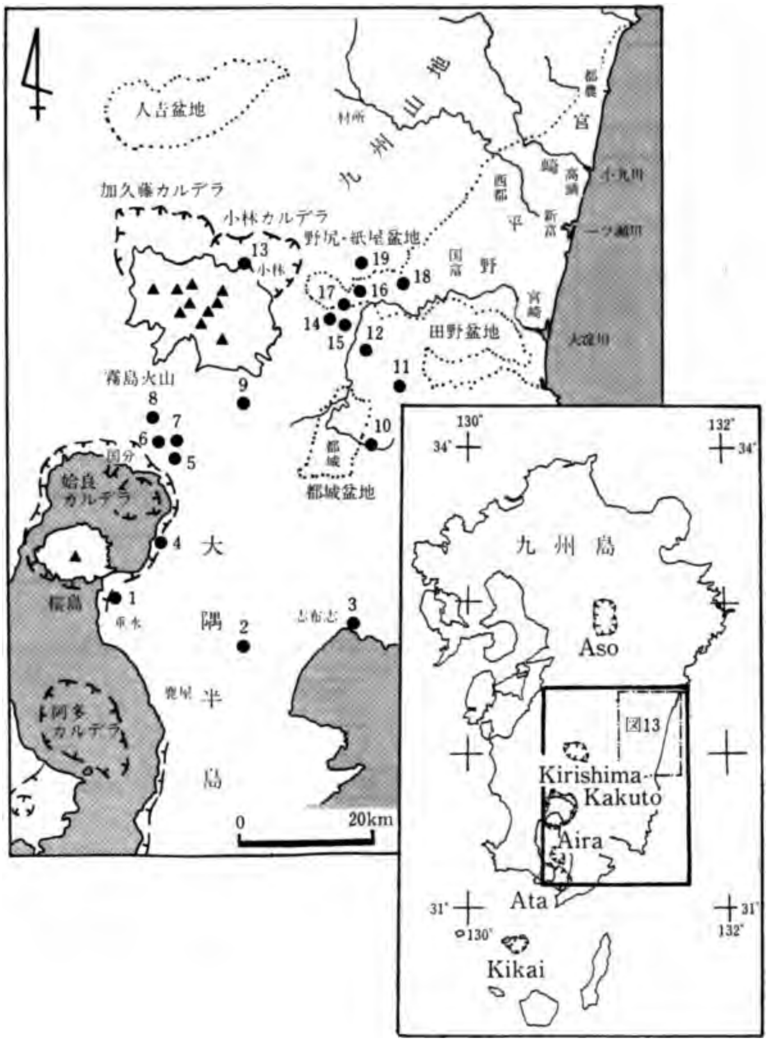
南九州は火山列島日本の中でも，第四紀火山活動のもっとも活発な地域のひとつである。従来，この地域で行なわれた火山噴出物に関する研究は数多いが，主な対象は火砕流堆積物や溶岩であって，降下テフラに関する情報は比較的少ない。言うまでもなく，降下テフラは岩相が比較的一定し，分布も広いため，他の火砕流堆積物や水成層，地形面との関係を明らかにして，基本層序を確立する上で，また火山活動史を考察する上で，きわめて重要である。大隅・薩摩などの火山地帯では，入戸火砕流堆積物より上位の降下テフラについて，地質学・火山学・土壌学・考古学の諸分野から研究されているが，それより古いものについては詳しいデータの不足することが多かった。一方，火山地域から離れた宮崎平野では入戸火砕流堆積物の下位に多数の降下テフラが知られているので（ENDO 1968，星埜 1971），その性状を明らかにすることにより，火山地域におけるテフラとの対比が可能になり，個々の火山活動の全貌や南九州一帯の第四紀編年問題が解明されるにちがいない。

本稿では降下テフラが連続的かつ厚く堆積している大隅半島北部から霧島火山東麓，宮崎平野を研究対象とし（第1図），次の項目を記述する。①阿多火砕流堆積物から入戸火砕流堆積物までの降下テフラを中心とした層序を述べ，その分布を示すこと，②こうしたテフラから，それらの給源である姶良カルデラや霧島火山の後期更新世における火山活動史を考察すること，③テフラを用いて，宮崎平野の海成および河成の堆積物の編年を行うこと。本研究にあたって，筆者はまず給源火山の姶良や霧島周辺においてテフラ層序を確立し，ここから宮崎平野へ各テフラを追跡した。テフラの追跡・対比にあたっては，層位，岩相，鉱物組成，鉱物の諸特徴を主な基準とした。

II. 大隅半島北部における姶良・阿多・鬼界カルデラ起源のテフラ層序

1）層序の概略

大隅半島北部の鹿屋から国分にかけての地域には，火砕流堆積物を主とする多数の第四紀テフラが厚く堆積している。特に入戸・阿多の両火砕流堆積物の分布は広く，この地域を最大100m 以上の厚さで被って

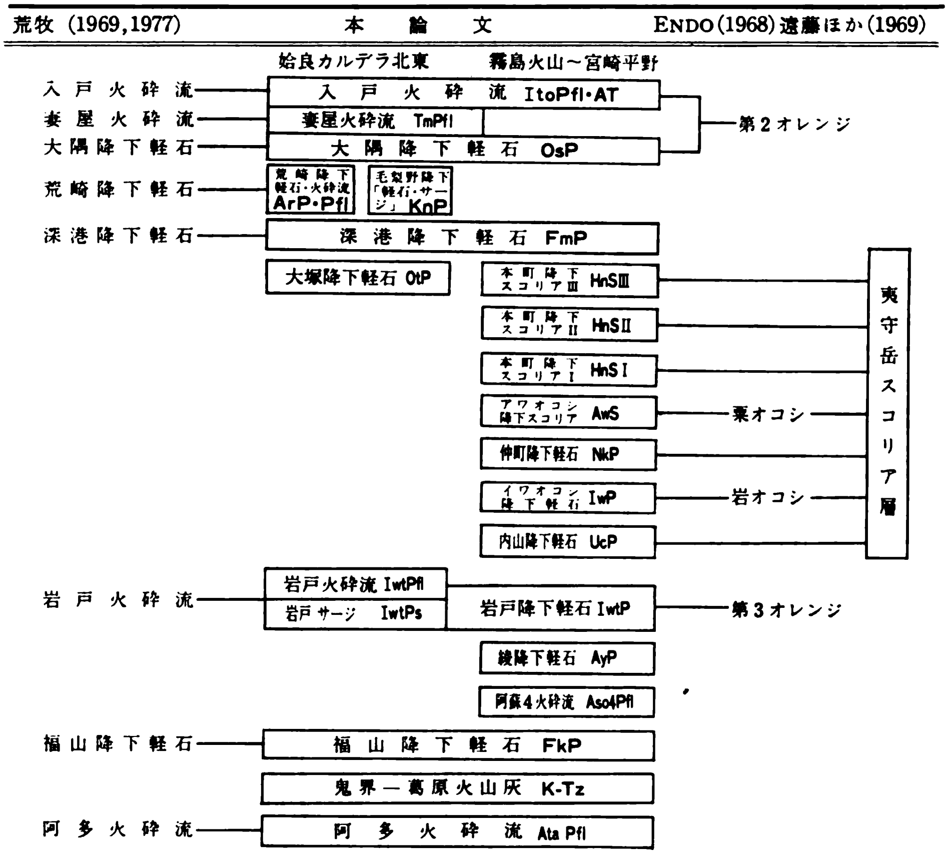


第1図　調査地域概略図

いる。荒牧（1969）は，国分市周辺で本地域の火砕流堆積物の模式的層序を与え，その後，荒牧・宇井(1976)，荒牧（1977）は鹿児島湾岸の火砕流堆積物の対比を行ったが，いずれも降下テフラに関する記述は不十分なものであった。

従来，本地域では，入戸火砕流堆積物・大隅降下軽石層と下位の阿多火砕流堆積物との間に，福山降下軽石層（荒牧・宇井　1976），岩戸火砕流堆積物（沢村　1956，荒牧　1969），深港降下軽石層（荒牧1977），荒崎降下軽石層（荒牧・宇井　1976）の4層のテフラが知られていた。しかし，筆者の調査によれば，新たに，福山降下軽石層下位の褐色火山灰土層中に鬼界—葛原火山灰層（町田・新井　1983）が発見された。また岩戸火砕流堆積物には降下軽石層が伴っており，阿多火砕流堆積物，福山降下軽石層，鬼界—葛原火山灰層などと共に遠く宮崎平野に達し，良好な鍵層となっている。また，これまで岩戸火砕流堆積物の下位とされていた深港降下軽石層は，逆にその上位，荒崎降下軽石層の下位に位置している。さらに荒崎降下軽石層には火砕流堆積物が伴うことがわかった。姶良カルデラ北東岸では，岩戸降下軽石・火

第１表　調査地域の示標テフラ層の層序と対比



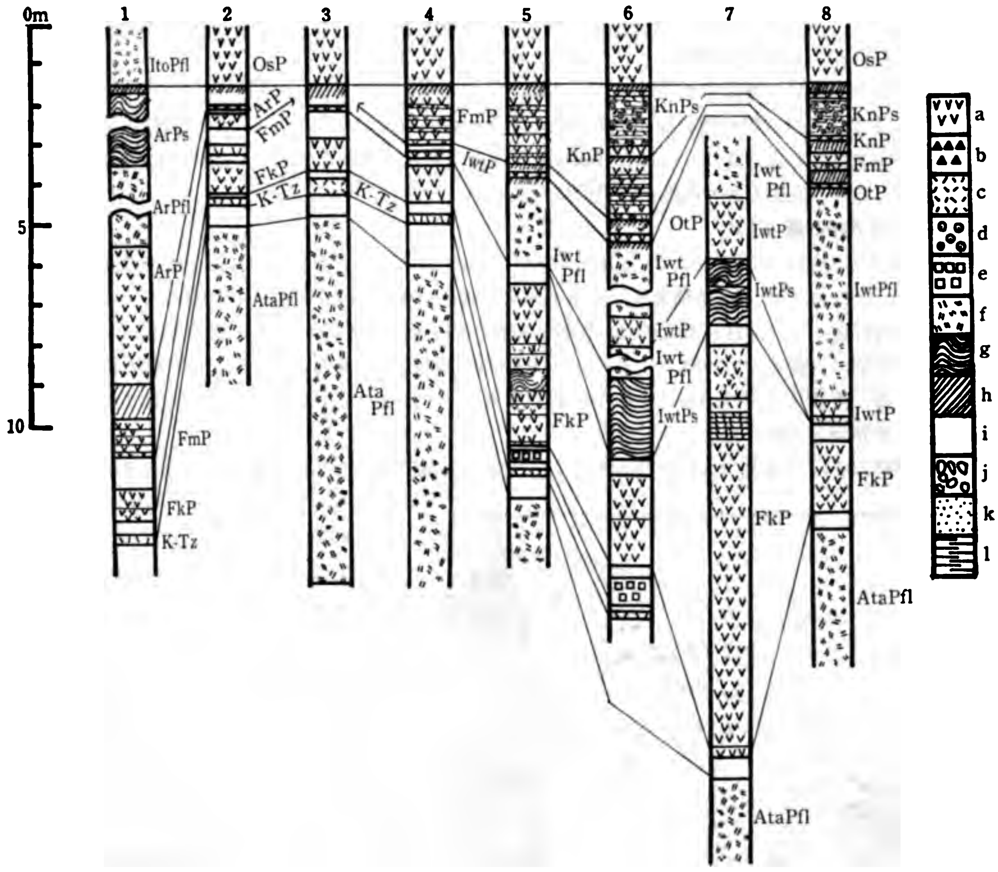
砕流堆積物と深港降下軽石層の間に一枚の降下軽石層，大塚降下軽石層が，深港降下軽石層と大隅降下軽石層の間に小規模な降下軽石・ベースサージ堆積物からなる毛梨野噴火サイクルの堆積物が，それぞれ新たに見い出された（第１表)。

2) 阿多火砕流堆積物 Ata Pfl

阿多火砕流堆積物は，鹿児島湾南部の阿多カルデラから噴出した大規模な火砕流堆積物で，南九州を広く被い（荒牧・宇井　1966)，町田ほか（1983）の調査では，北は人吉盆地，宮崎平野に（第９図)，南は種子島にまで分布している。また火砕流と同時の降下火山灰（coignimbrite ash falls, SPARKS & WALKER　1977）は周辺諸地域から南関東にまで達しており，南関東のテフラとの層位関係から，その噴出年代は95,000-90,000y.B.P. と推定されている（町田ほか　1983，町田　1983)。

本地域の阿多火砕流堆積物は始良層２（荒牧　1969）やそれより古い火砕流堆積物を被っている。この火砕流堆積物が連続的に分布する地域は鹿屋より南の大隅半島南部であるが，調査地域では，鹿屋北方，志布志，浮津，国分などに小規模な分布をなしている。層厚は大隅半島中部で50m を越えるが，同半島北部では10～30m である。大隅半島より北では分布は更に断片的になり（第９図)，人吉盆地で数ｍの層厚の阿多火砕流堆積物が見られるほかは，霧島火山東麓で45～75cm，宮崎平野で20～110cm の厚さの同火砕流堆積物の薄層がみられるにすぎない。

大隅半島北部の阿多火砕流堆積物は，暗紫灰色～黒褐色を呈す非溶結ないし，弱溶結火砕流堆積物で，



第２図　大隅半島北部におけるテフラ柱状図

a：軽石，b：スコリア，c：火山灰，d：火山豆石，e：火山角礫，f：火砕流堆積物，g：サージ堆積物，h：土壌，i：風化火山灰，j：礫，k：砂，l：シルト・粘土；テフラ名の略号については第１表および本文中参照

1：垂水市海潟，2：東串良町細山田，3：志布志町夏井，4：垂水市深港，5：国分市口輪野，6：国分市毛梨野，7：国分市萩之元，8：国分市重久．柱状図の地点は第１図に示す．

概して岩相変化が少なく，よい示標テフラである。本質物質はガラス質火山灰と軽石からなり，全体に火山灰の量の割合が卓越している。火山ガラスは褐色の半透明で，bubble walled 型の形態を持つものが多く，軽石は非常に発泡がよく，繊維状にひき伸ばされた構造がみられる。火砕流堆積物の最上部２～５m は赤褐色～橙褐色の軽石まじり風化ガラス質火山灰からなっており，砂丘構造の発達も認められる。

霧島火山東麓から宮崎平野では，黄白色～橙褐色の ガラス質火山灰がみられ，下部に厚さ５～20cm，粒径0.5～１cm の火山豆石を含むシルトサイズの細粒な火山灰を伴うことがある。上位の主体をなす火山灰層中には，細礫・炭化木片などがとり込まれており，こうした薄層も，coignimbrite ash falls ではなく，火砕流の末端部と考えられる。

3）鬼界-葛原火山灰層 K-Tz

鬼界―葛原火山灰層（町田・新井　1983）は阿多火砕流堆積物を被う厚さ50～100cm の褐色風化火山灰層上位に存在する降下火山灰層である。鬼界―葛原火山灰層は，鬼界カルデラから噴出した長瀬火砕流（小野ほか　1983）の coignimbrite ash falls と考えられており，遠く中部・関東地方にまで達している広域テ

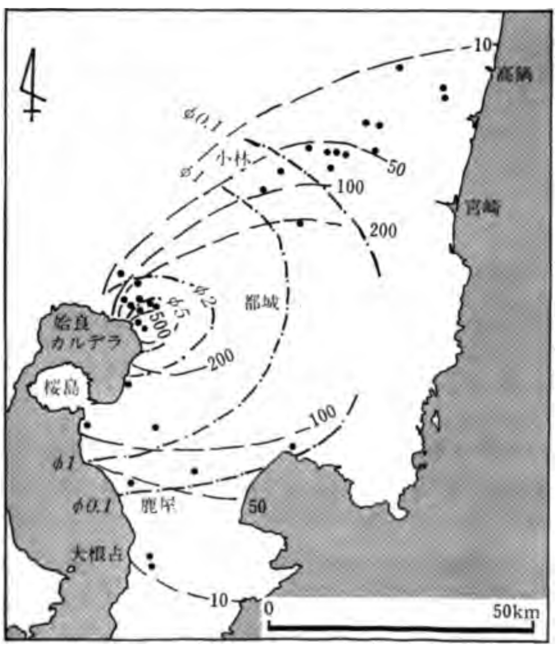
フラである（町田・新井　1983）。また，その噴出年代は南関東におけるテフラとの層序関係から約75,000 y.B.P.とされている（町田　1983）。

鬼界一葛原火山灰層は層厚２～130cm で，大隅半島から霧島火山東麓，宮崎平野など調査地域全域で認められる。本火山灰層は桃橙褐色ないし黄白色のガラス質火山灰からなり，しばしば直径0.5～2.5cm の火山豆石が含まれている。また，bubble walled 型の火山ガラスが多く含まれ，直径１mm 以下の火山ガラスに包み込まれた高温石英の斑晶が特徴的にみられる。

4）　福山降下軽石層 FkP

鬼界一葛原火山灰層の上位には，厚さ10～300cm の褐色風化火山灰層があり，国分市の北東部ではこの中に厚さ30～200cm の軽石・角礫を混じえる不淘汰な灰色石質火山灰が局地的に挟在している。この火山灰層を不整合に被って，非常に淘汰の良い比較的細粒の降下軽石層がみられる。初め 荒牧（1969）によって，この軽石層は，後述の岩戸噴火サイクルの 先駆的降下噴出物と考えられ，岩戸降下軽石堆積物と呼ばれた。その後，荒牧・宇井（1976）はこれを 岩戸噴火サイクルとは独立の噴火サイクルによるとして，福山降下軽石堆積物と改称した。

福山降下軽石層は，始良カルデラを給源とし，大隅半島南部大根占から宮崎平野中部にかけて広く分布している（第３図）。その分布の 主軸は北東ないし東北東方向である。層厚は始良カルデラ 北東岸 の 福山町亀割坂で 500 cm，都城盆地北縁高城町有水 で 210 cm，宮崎平野南部国富町周辺で 30cm である。



第３図　福山降下軽石層の等層厚線図（破線）および軽石の最大粒径等値線図（一点鎖線）
単位：cm；ϕの値は粒径が最大のものから３個の平均粒径値

給源に近い亀割坂付近では，発泡は悪いが非常に淘汰のよい黄白色軽石が福山降下軽石層を構成し，数 cm～数十 cm 単位の fall unit が多数みられる。その軽石の最大粒径は5cm，平均でも0.5～２cm である。国分市口輪野東方では，全層厚４m の本軽石層中に，８つの fall unit が認められる（Loc. 5, 第２図）。下位の４つの unit は粗粒な軽石と細粒な軽石の互層からなり，特に下位より２つめの unit には最大径９cm もの軽石が含まれている。下位より５つめの unitは斜交層理の発達する特異な岩相の軽石質粗粒火山灰からなっている。上部の３unit は軽石の互層で，最上位の unit が最も厚く，最大径 9.5cm の軽石を含んでいる。

また，国分市北部では軽石の粒径は最大でも0.2cm 以下となり，霧島東麓から宮崎平野では0.1cm以下である。軽石中の重鉱物には輝石類のほか，他の始良カルデラ起源のテフラにはあまりみられない角閃石が多く含まれている（第２表）。また，国分市萩之元（Loc. ７付近，第２図）や亀割坂では湖成・河成の始良層３（荒牧　1969）中に福山降下軽石層が厚く堆積しており，同層の分布上限が，前者で海抜90～100m，後者で120～130mである。

5）　岩戸噴火サイクル堆積物（岩戸降下軽石層 IwtP，岩戸グラウンドサージ堆積物 IwtPs，岩戸火砕流堆積物 IwtPfl）

第２表　示標テフラ層の斑晶鉱物の特徴

テフラ名	鉱物組成	鉱物の屈折率 range (mode)
毛梨野噴火サイクル堆積物	opx, (au) ; qt, gl (bw)	gl : 1.499-1.501 opx (γ) : 1.718-1.722
荒崎火砕流堆積物	opx ; qt	opx (γ) : 1.721-1.731(1.725-1.730)
深港降下軽石層	opx, cpx, (ho, bi) ; qt	opx (γ) : 1.720-1.729(1.722-1.728)
大塚降下軽石層	opx ; qt	opx (γ) : 1.719-1.730(1.721-1.728)
アワオコシ降下スコリア層	opx, cpx	opx (γ) : 1.698-1.703(1.700)
イワオコシ降下軽石層	cpx, opx	opx (γ) : 1.705-1.708(1.707)
岩戸噴火サイクル堆積物	opx ; qt, gl (pm)	gl : 1.498 opx (γ) : 1.718-1.724(1.719-1.721)
阿蘇４火砕流堆積物	ho, opx, cpx ; gl (bw)	gl : 1.506-1.510(1.508) opx (γ) : 1.699-1.701(1.700) ho (n_2) : 1.685-1.691(1.687-1.688)
綾降下軽石層	opx, cpx	opx (γ) : 1.703-1.708(1.704-1.707)
福山降下軽石層	ho, opx, cpx	opx (γ) : 1.715-1.718(1.716) ho (n_2) : 1.672-1.676(1.674)
鬼界-葛原降下火山灰層	opx, cpx ; qt, gl (bw)	gl : 1.497-1.500 opx (γ) : 1.705-1.709(1.707)
阿多火砕流堆積物	opx, cpx ; gl (bw)	gl : 1.510-1.512(1.511) opx (γ) : 1.704-1.708(1.706)

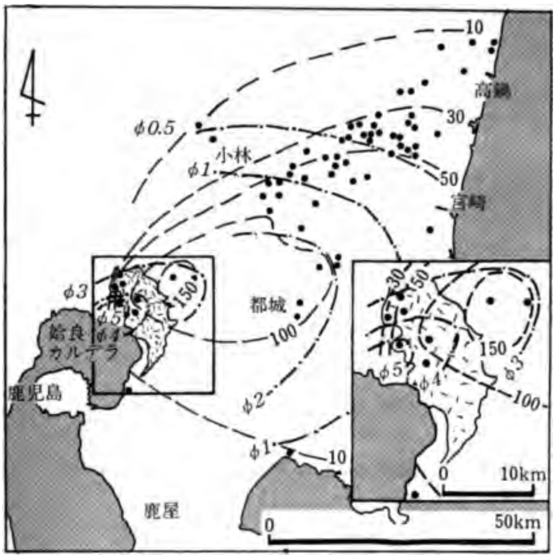
ho : 角閃石, opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, bi : 黒雲母, qt : 石英, gl : 火山ガラス, pm : pumice 型火山ガラス, bw : bubble-walled 型火山ガラス, 屈折率の測定は新井房夫先生による。

国分市付近では福山降下軽石層の上位に厚さ20～100cm の褐色火山灰土をへだてて，グラウンドサージ堆積物と火砕流堆積物からなる一連の噴出物が載っている。この噴出物は沢村 (1956)，太田ほか (1967) によって岩戸軽石流と呼ばれ，荒牧 (1969) は同火砕流堆積物について２枚の cooling unit が存在することを報告している。この２枚の unit のうち，下位の unit は本論文の岩戸グラウンドサージ堆積物・岩戸火砕流堆積物非溶結部，上位の unit は岩戸火砕流堆積物弱溶結部に対応する。

岩戸グラウンドサージ堆積物は国分市毛梨野付近の極く狭い範囲に分布し，最大層厚７m で，全体に斜交層理や antidune 構造がよく発達した未固結の堆積物である。本質物質は最大径20cm の発泡の悪い灰白色～黄白色軽石と結晶質火山灰が主で，概して前者に富んでいる。基質の火山灰は石英や長石，輝石の遊離斑晶に富み，火山ガラスも含まれている。この火山灰は，荒牧 (1969) も述べているように粗粒で，シルトサイズのものは少ない。また基底付近には，黒色スコリアや縞状軽石もみられる他，全体に粒径数 cm 以下の石質岩片も含まれている。上位の火砕流堆積物との境界は漸移的で，一部指交関係もみられる。

火砕流堆積物は層厚５～100m で，灰白色を呈す無層理・不淘汰な岩相であり，谷を厚く埋めたところでは弱溶結している。火砕流中には後述の降下軽石層のほか，細粒の降下火山灰薄層が挟在し，これにより２～５つの flow unit に区分することができる。本質物質は，多量の発泡の悪い軽石と若干のスコリア，それに基質の結晶質火山灰からなる。これは，細粒物が多いので，グラウンドサージ堆積物に比して不淘汰で，軽石の最大粒径は50cm にも達する。姶良カルデラ北東岸から，５～10km 離れた地点では，火砕流堆積物の末端の非溶結部のみが分布している。

従来，こうした岩戸噴火サイクルに伴って噴出した降下テフラは，詳しくは報告されていなかった。わずかに MACHIDA (1976) はその Table 1 に，宮崎平野で遠藤ほか (1962) が「第３オレンジ」としたものと岩戸火砕流堆積物とが，岩石記載学的性質から対比されると記している。しかし，この降下テフラと



第４図　岩戸降下軽石層の等層厚線図（破線）および軽石の最大粒径等値線図（一点鎖線）と岩戸グラウンドサージ・火砕流堆積物の分布（ハッチの記入された部分)。単位：cm, φの値は粒径が最大のものから３個の平均粒径値，右下の図は供源の国分市付近の拡大図

考えられる「第３オレンジ」が給源付近の岩戸噴火サイクルの噴出物とどういった層位関係にあるかは全く不明であった。

筆者の調査によると国分市萩之元（Loc. 7, 第２図）ではベースサージ堆積物と火砕流堆積物の間に厚さ100cm の降下軽石層が，国分市毛梨野（Loc. 6，第２図）では岩戸火砕流堆積物中，その基底より約 10 m 付近に厚さ 70cm の降下軽石層が，グラウンドサージの堆積物の分布しない毛梨野西方や国分市重久（Loc. 8，第２図）では火砕流の下位に厚さ40～100cm の降下軽石層が，それぞれ認められる。しかし，これらの層位は一定せず，側方への連続も悪い。ところが，グラウンドサージ・火砕流堆積物の分布域の外側，霧島火山南麓から東麓，都城盆地では，岩戸グラウンドサージ・火砕流堆積物とほぼ同層位で，極めて似た岩石記載学的特徴を持つ降下軽石層が分布する。さらに，この軽石層は，これらの地域から北東方に連続して分布し，宮崎平野で遠藤ほか（1962）が第３オレンジと記したテフラに続く（第４図)。この岩戸噴火サイクルによる考えられる岩戸降下軽石層は，東北東方向の分布主軸を持って大隅半島北部から霧島火山東麓，宮崎平野中部を被い，分布軸上の都城盆地西縁で層厚150cm，都城盆地東縁で90～120cm，宮崎平野南部で 60cm，同平野中部高鍋町で 20cm である。本軽石層は，黄白色，黄色ないし黄橙色の発泡の悪い軽石からなり，軽石の最大粒径は，都城盆地西縁で３cm，同盆地東縁で２cm，宮崎平野南部で 0.5cm 以下である。この降下軽石層を岩戸グラウンドサージ・火砕流堆積物と同一の噴火サイクルの噴出物としたのは，断片的ながらも岩戸グラウンドサージ・火砕流堆積物中に降下軽石が存在することに加えて，高温石英をきわめて多く含み，重鉱物に高屈折率（γ：1.718—1.724）の斜方輝石をもつ流紋岩質テフラという岩質上の類似性があるからである（第２表)。

こうした降下軽石層の各地点におけるその粒径の最大のものから３個の平均値を示したものを第４図に示した。この値の極大値は給源付近を示すと考えられる。層厚の極大が姶良カルデラ北東方のカルデラ外を示すのに対し，この値は姶良カルデラ北部の国分平野付近に極大値をもっている。このことから，岩戸噴火サイクルの噴出源は，現在の国分平野付近と考えられる。

6）大塚降下軽石層 OtP・深港降下軽石層 FmP

姶良カルデラ北東岸から東岸，および南東岸では，大隅降下軽石層と岩戸噴火サイクル堆積物の間の黒色埋没土層中に少なくとも４回の噴火サイクルによる堆積物が認められる（第１表，第２図)。このうち下位の２つは降下堆積物のみからなる。

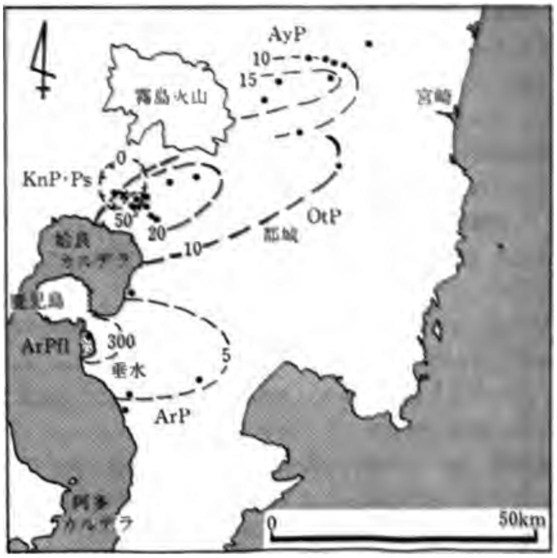
最下位の大塚降下軽石層は，小規模なプリニアン噴火によるもので，姶良カルデラ北東部を給源として東北東方向に都城盆地東縁に達している（第５図)。その層厚は国分市毛梨野で70cm，都城市大塚で30cm，山之口町上長野で約10cm である。毛梨野（Loc. 6，第２図）の本層は逆級化構造から級化構造へと変化する白色軽石層からなり４つの fall unit に区別できる。最上位の unit は不淘汰で軽石と火山灰が団子状に混在している。軽石は最大粒径3.5cm のものが含まれ，やや発泡が悪い。

大塚降下軽石層上位に黒土を介してみられるプリニアン降下軽石層は，姶良カルデラ東部を噴出源として，東北東方向の分布軸でもって，北は宮崎平野南部から，南は大隅半島中部に広く分布している（第6図)。この降下軽石層は荒牧（1977）によって姶良カルデラ東岸で深港降下軽石堆積物としたものに対比されるものである。この深港降下軽石層は，国分市口輪野東方で 210cm と最も厚く，垂水市深港で 150 cm，都城盆地東縁で 20～30cm，宮崎平野南部綾・高岡町で 10～20cm の層厚を持っている。国分市口輪野東方(Loc. 5，第2図）では，20枚以上の多数の fall unit からなる特徴的な岩相を示し，基底に最大径 19cm の発泡のよい軽石が点在し，また中部にも最大径 9 cm の粗粒な軽石が集中している。また国分市毛梨野や重久（Loc. 6，8；第2図）では，基底の不淘汰粗粒軽石層の更に下位に厚さ5～10cm の火山豆石を含む火山灰層を伴う。

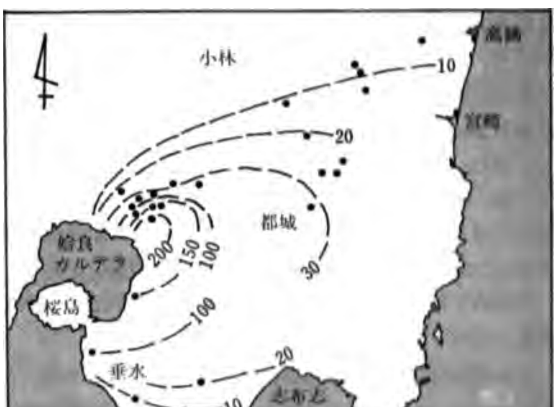
7）毛梨野噴火サイクル堆積物（毛梨野降下軽石層 KnP・毛梨野爆発角礫層KnEb・毛梨野ベースサージ堆積物 KnPs）

姶良カルデラ北東岸，国分市北部毛梨野およびその周辺には，深港降下軽石層と大隅降下軽石層の間に小規模ながら複雑な岩相をもつ一噴火サイクルの堆積物，毛梨野噴火サイクル堆積物がみられる。

毛梨野噴火サイクルの噴出物は国分市街北方，城山公園の北，毛梨野東の玄亀庵の集落のある火砕流台地内の小盆地を中心に，半径 2～3km のほぼ同心円状に分布している（第5図)。この小盆地の東側の谷壁や南側の城山公園への登山道沿いには，岩戸火砕流堆積物を不整合に被って以下のような堆積物がみられる。下位より，層厚30～100cmの淘汰のよい亜角礫と粗粒火山灰の軽石の互層からなるベースサージ堆積物または爆発角礫層，層厚600 cm 以下の上位に細粒火山灰を伴う最大粒径10cmの白色降下軽石層(毛梨野降下軽石層)，層厚300～700cm の極めて粗粒不淘汰な爆発角礫層（毛梨野爆発角礫層)，層厚700～800cm の斜交または平行層理の著しい軽石と火山灰の互層からなるベースサージ堆積物(毛梨野ベースサージ堆積物)，層厚50～100cm の無層理で軽石を混じえる粗粒火山灰層である。そして，これらはその上位を大隅降下軽石層に不整合に被われる。



第5図　綾降下軽石層 AyP・大塚降下軽石層 OtP・毛梨野噴火サイクル堆積物 Kn・荒崎降下軽石層 ArP の各等層厚線図（単位：cm）と荒崎火砕流堆積物 ArPfl の分布（ハッチの記入された部分）
KnP と OtP の分布の重なる部分の層厚測点は共通，×印は KnP の噴出源



第6図　深港降下軽石層の等層厚線図（単位：cm）

中部の毛梨野爆発角礫層には最大径250cm もの巨礫が含まれる。また，その礫種は付近に分布する敷根安山岩や岩戸火砕流堆積物の溶結部を主とし，その他荒牧（1969）の姶良層と考えられる凝灰質シルト層の礫やマグマの急冷に由来する黒曜石の小破片が含まれる。特に黒曜石の破片は爆発角礫層の基底に多い。しかしながら入戸火砕流堆積物にみられるような四万十層群の礫はほとんど含まれない。こうした爆発角礫層は盆地周辺で急速にせん滅し，盆地の縁にわずかに弾道状に飛来したと考えられる亜角礫が散在するのみである。

この爆発角礫層の上下にある毛梨野降下軽石・ベースサージ堆積物および最上部の軽石混り火山灰層は小盆地周辺の火砕流台地上にもよく連続して分布する。しかし，その層厚は，降下軽石層で5～20cm，ベースサージ堆積物も60～300cm と極端に小さくなる。ベースサージ堆積物は毛梨野や重久（Loc. 6，8，第2図）では，細かい多数の平行層理の発達した細粒火山灰となっており，粒径1cm 以下の火山豆石を多量に含んでいる。

以上のような事実から，毛梨野噴火サイクルは，姶良カルデラ内ではなく，外輪山上の国分市玄亀庵付近の小盆地から発生したと考えられる（第5図）。しかし，その噴出物は噴出源と考えられる玄亀庵の小盆地内壁も被っており，毛梨野噴火サイクル以前に既にこの盆地が存在していたことを示している。噴出物は火山豆石を含むベースサージ堆積物，マグマの急冷による黒曜石片を含んだ爆発角礫層の存在から，小規模なマグマ水蒸気噴火によるものと推定される。

8）荒崎噴火サイクル堆積物（荒崎降下軽石層 ArP・荒崎火砕流堆積物 ArPfl）

姶良カルデラ南東岸の垂水市海潟（Loc. 1，第2図）では，深港降下軽石を被う厚さ30cm 黒土上に下位より，厚さ350cm の淘汰のよい粒径1cm 以下の降下軽石，厚さ1800cm の軽石と火山灰の不淘汰な混合物からなる火砕流堆積物，厚さ1200cm のラミナの著しくやや円磨された軽石（最大径20cm）からなるやや淘汰のよいベースサージ堆積物がみられる。この付近では大隅降下軽石層が一種の火砕流としてふるまっているため（KOBAYASHI 1981, KOBAYASHI et al. 1983），当時地形的な高まりであったこの付近では大隅降下軽石層が欠如し，異質角礫に富んだ入戸火砕流堆積物が上記のベースサージ堆積物の上位に厚さ50cm の黒土を介して，直接載っている。

こうした入戸火砕流堆積物下の一連の噴出物のうち，中部の火砕流堆積物は荒牧・宇井（1976）によって垂水市荒崎の海食崖で荒崎降下軽石堆積物と呼ばれている。しかし，この降下堆積物とされた地層は，粒径数10cm 以下の様々な大きさの軽石とそのマトリクスの火山灰からなる無層理，不淘汰な岩相を示すことから，火砕流堆積物と考えられる。そしてこの下位に新たに降下軽石層が見い出される。そこで本論文では，海潟付近にみられる一連の降下軽石・火砕流・グラウンドサージ堆積物を荒崎噴火サイクル堆積物と再定義する。なお，この堆積物と同様に，深港降下軽石層上位で大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物下位に位置する毛梨野噴火サイクル堆積物の層位関係は，両者の分布域が異なるため不明である。

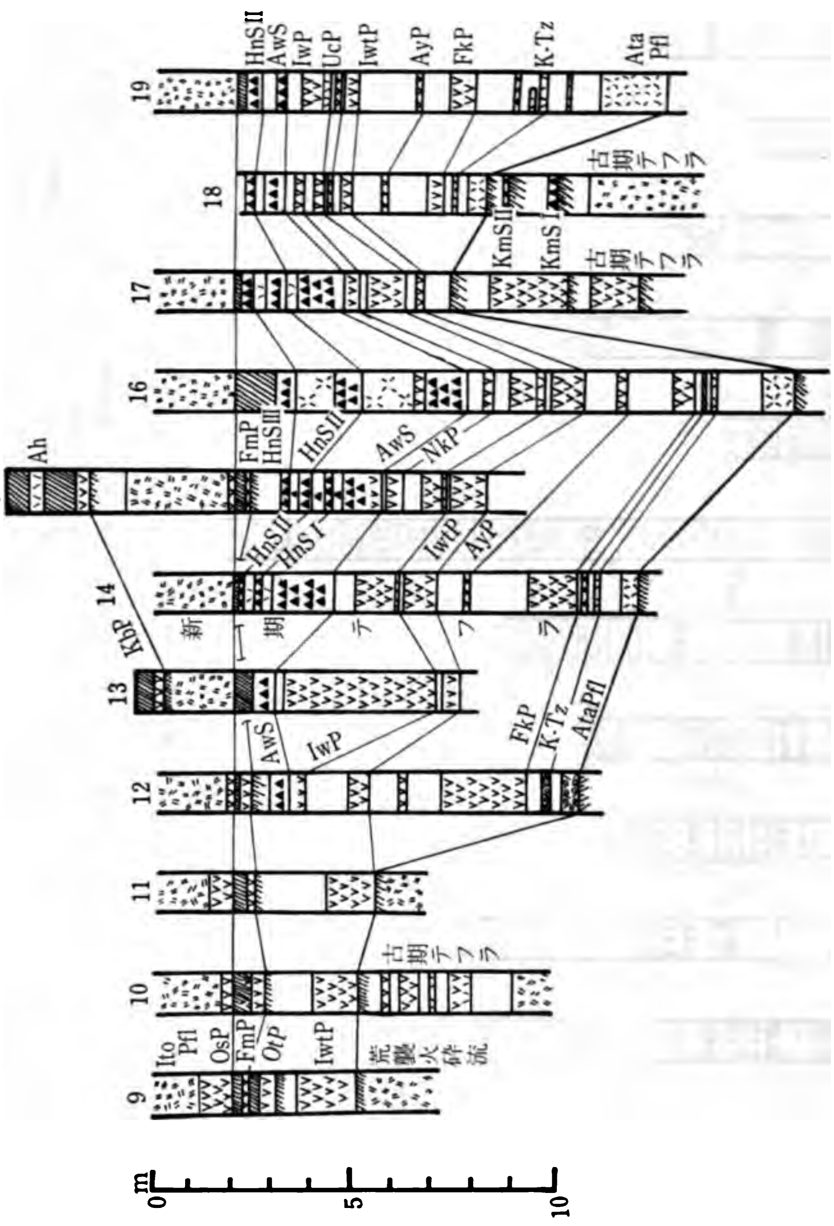
荒崎降下軽石層は，桜島南方を給源としてほぼ東へ串良町付近まで達しており（第5図），串良で 20cm，南限の古江で5cm 以下の層厚を持つ，

火砕流堆積物は垂水市海潟から荒崎にかけて小規模に分布している。垂水市街では沖積面下に埋没してしまい確認できない。最上部のグラウンドサージ堆積物は基盤の高い海潟付近にのみ見られる特異な岩相で，荒崎付近ではこの地層が欠如し，火砕流堆積物が大隅降下軽石層に不整合に被われる。このことから上位のグラウンドサージ堆積物は，地形的な障害によって局地的に火砕流から派生したと考えられる。

III. 霧島火山東麓から宮崎平野のテフラ層序

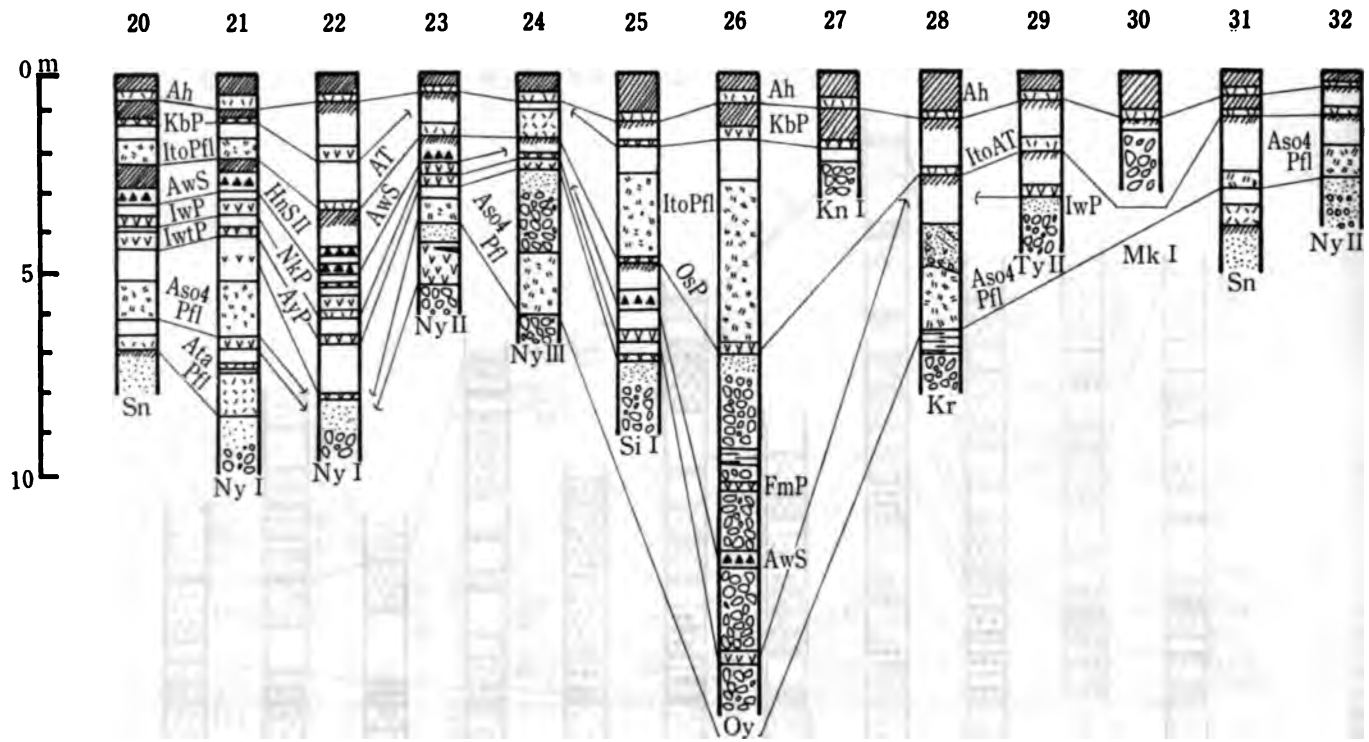
1）層序の概略

霧島火山東麓の都城盆地から小林・野尻盆地にかけては，入戸火砕流堆積物・大隅降下軽石層下に厚い降下テフラ群が堆積している（第7図）。こうしたテフラには，II章で述べた阿多・姶良・鬼界カルデラ起



第7図　霧島火山東麓のテフラ柱状図

凡例は第2図参照
9：都城市大塚，10：三股町山王原，11：山之口町野上，12：高城町有水，13：小林市篠田，14：高原町地蔵原，15：高原町温水平，16：野尻町仲町，本町，17：高原町川平，18：綾町釜牟田，19：須木町内山，柱状図の地点は第1図参照



第8図　宮崎平野のテフラ柱状図

凡例は第2図参照

Sn：三財原層，NyⅠ：新田原Ⅰ面構成層，NyⅡ：新田原Ⅱ面構成層，NyⅢ：新田原Ⅲ面構成層，SiⅠ：西都原Ⅰ面構成層，Oy：大淀面構成層，KnⅠ：国富Ⅰ面構成層，Kr：唐瀬原扇状地構成層，TyⅡ：豊原Ⅱ扇状地構成層，MkⅠ：三日月原Ⅰ扇状地構成層，20：西都市都於郡，21：国富町川上，22：国富町狩野，23：新富町新田原，24：高鍋町鬼ケ久保，25：国富町今平，26：綾町宮之谷，27：国富町小原山，28：都農町立野，29：川南町孫谷，30：川南町甘付，31：日向市亀崎，32：都農町心見，柱状図の地点は第1図に示す．

源のテフラとともに，近傍の霧島火山起源のテフラが多く含まれている。しかしながら，従来これらについては，霧島火山岩類（伊田ほか 1956），旧期霧島砕屑岩類（宮地 1956），褐色スコリア質火山灰層（成瀬1966），夷守岳スコリア層（遠藤ほか 1969），霧島火山旧期抛出物（木野・太田 1976, 1977）などと一括されることが多く，噴火サイクル単位に分けられて，それらの層序や分布，給源などはほとんど明らかにされていなかった。

そこより更に東方の宮崎平野の段丘面上にも日向ローム層（伊田 1948）と呼ばれたテフラ群が厚く堆積しており（第8図），遠藤ほか（1962），遠藤（1963），星埜（1971）らによって多くのテフラが記載されたが，霧島火山東麓のテフラとの対比はなされていない。

こうした地域には，鬼界・阿多・姶良・霧島さらに阿蘇といった九州の主要火山のテフラが重合して堆積しており，各火山の大噴火の前後関係を明らかにするのに都合がよい。また，第四系の極めて発達のよい宮崎平野は，第四紀編年を行う上での模式的な地域である。

本地域の第四紀テフラ群は，筆者の調査によると，阿多火砕流堆積物直下の顕著なクラックの発達した埋没土層の上限を境界として，下位の古期テフラ群と上位の新期テフラ群の２つに大きく区分される（第7図）。古期テフラ群は中期更新世の段丘や火砕流台地などを被っており，数枚から10数枚の鍵層となる未対比の降下軽石・スコリア層・火砕流堆積物を含むが，それらは宮崎平野では著しい赤色土化作用を受けている。

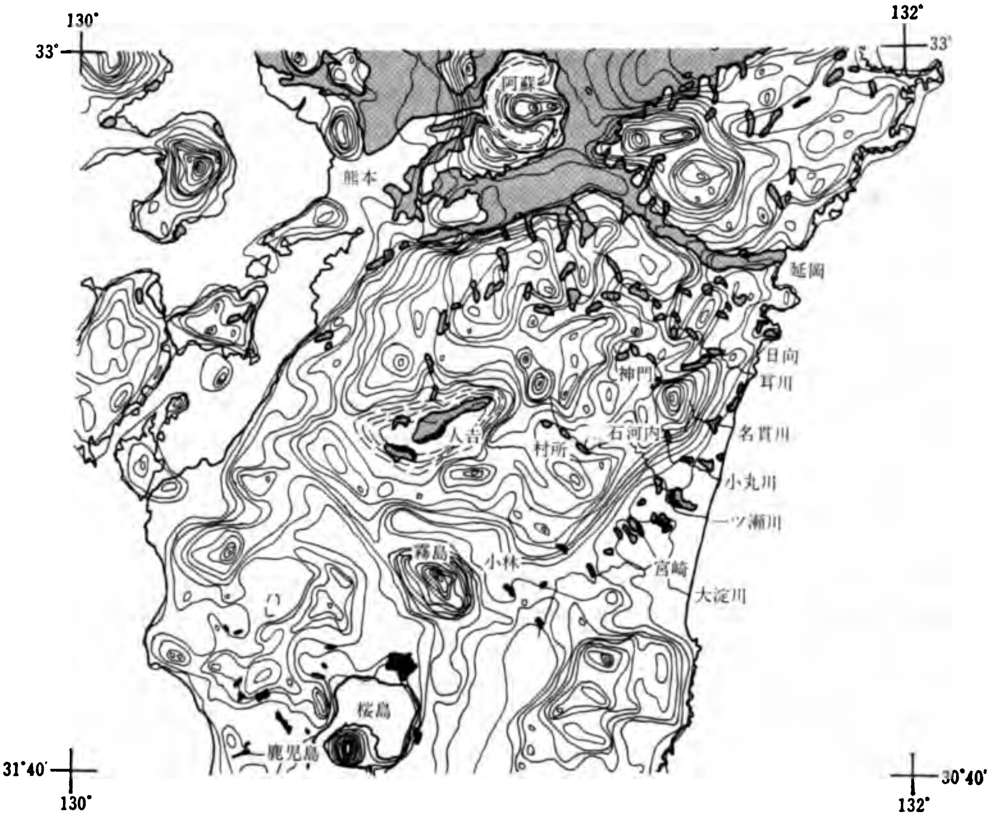
新期テフラ群のうち阿多火砕流堆積物から大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物下限までのテフラの層厚は，宮崎県野尻町付近で約15m，宮崎県綾町西部で８～10m，宮崎平野南部国富町で約５m，同平野中部西都市で３～４m，同平野北部川南町１～２m である。このテフラ群のうち，下位より，星埜（1971）による凝灰質粘土層・赤橙色ガラス質軽石層（本稿の阿蘇４火砕流堆積物），遠藤ほか（1962）による第３オレンジ（本稿の岩戸降下軽石層），イワオコシ，アワオコシなどの鍵テフラがこれまで宮崎平野で記載されていた。今回の調査では，それらに加えて，Ⅱ章で記した姶良・阿多・鬼界カルデラ起源のテフラ群のうち大塚・荒崎・毛梨野の各噴火サイクル堆積物を除く各テフラが分布していることがわかった（第７，８図）。さらに，霧島火山起源の降下軽石・スコリア層の噴火サイクルごとの層序も明らかにすることができた（第１表）。すなわち，福山降下軽石層と岩戸降下軽石層の間，岩戸降下軽石層とイワオコシ降下軽石層の間，イワオコシ降下軽石層とアワオコシ降下スコリア層の間にそれぞれ発泡の悪い軽石層が１枚ずつ，アワオコシ降下スコリア層と深港降下軽石層との間に３層のスコリア層が認められる。それらを下位より，綾降下軽石層，内山降下軽石層，仲町降下軽石層，本町降下スコリア層Ⅰ，Ⅱ，Ⅲと呼ぶ(第１表)。

2) 阿蘇４火砕流堆積物 Aso 4 Pfl

宮崎平野の国富町川上（Loc. 21, 第８図）や新富町新田原（Loc. 23, 第８図）では，福山降下軽石層の直上に星埜（1971）が凝灰質粘土層・赤橙色ガラス質軽石層と呼んだテフラがみられる。このテフラは，褐色の bubble-walled 型の火山ガラス，低屈折率（γ =1.699—1.701）の斜方輝石（ブロンザイト），高屈折率（n_2 =1.687—1.688）の褐色角閃石を含むことから阿蘇カルデラ起源の阿蘇４火砕流堆積物（小野ほか 1977, WATANABE 1978, 1979）に対比される。

阿蘇４火砕流堆積物は阿蘇カルデラ活動期の大規模火砕流堆積物で，九州中北部から北は山口県，南は熊本県人吉盆地にまで達している（WATANABE 1978）が，筆者の調査によれば，その陸上の南の分布は，宮崎平野大淀川下流にまでおよんでいる（第９図）。また，阿多火砕流堆積物や入戸火砕流堆積物同様 coignimbrite ash falls の存在が知られるようになり，南関東のテフラ層序との関係から，約７万年前という噴出年代が推定されている（町田ほか 1982）。また，これに近い年代測定値として，玉生（1978）によって$(8.4\pm2.5)\times10^4$y.B.P. フィッショントラック年代，澤田ほか（1984）によって$(8.3\pm1.4)\times10^4$y.B.P.E.S.R. 年代などが得られている。

宮崎平野の阿蘇４火砕流堆積物は大淀川より北の地域に分布し，層厚10～150cm で，北へ行くほど厚さ

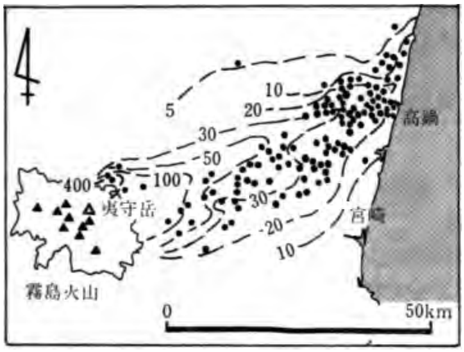


第9図 阿蘇4火砕流堆積物（網目部分）および阿多火砕流堆積物（黒塗部分）の分布
WATANABE 1978, 鈴木・宇井 1981による両火砕流堆積物の分布図を加筆・修正，接峯面図は岡山俊雄先生作製のものに加筆，等高線の間隔は 100m。

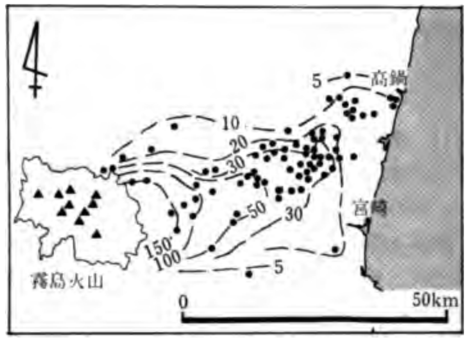
を増す。特に，一ツ瀬川や小丸川，名貫川沿いでは連続的に分布する（第9図）。阿蘇4火砕流堆積物は風成テフラ中に挾在するほか，段丘面上の浅い開析谷を埋めていたり，噴出当時の河床堆積物と考えられる段丘礫層中に挾まれている（Loc. 24；第8図）。

この阿蘇4火砕流堆積物は，岩相により下部の桃白色の細粒な粘土質火山灰層と上部の軽石を含む橙褐色から赤褐色のガラス質火山灰層とに区分できる。下部の火山灰層は granule 大の礫や炭化木片をとりこんでいるが，極めて風化が著しく，火山ガラスはほとんど検出されない。下部と上部の火山灰層の境界は凹凸があり，下部火山灰層の一部が直径2～3cm の球殻体をなして上部の火山灰層中にとり込まれている。上部の火山灰層は，bubble-walled 型の火山ガラスに富んだオガクズ状のかなり粗粒な橙褐色火山灰層で，発泡のよい軽石を含むが，風化が進むと黄白色火山灰質粘土になることが多い。このような岩相からみると，宮崎平野の阿蘇4火砕流堆積物の下部層と上部層は，WATANABE（1978）の記した八女部層と鳥栖部層のそれぞれに対比できよう。

また，これまで九州山地南部では，人吉盆地や小丸川上流部神門周辺，耳川中流部などに阿蘇4火砕流堆積物の分布が知られているが（宮崎県 1981，今井ほか 1979），新たに一ツ瀬川中流部の西米良村村所やその周辺，小丸川中流部木城町石河内などに確認された（第9図）。宮崎平野の阿蘇4火砕流堆積物は，こうした九州山地内のものの延長であり，一ツ瀬川や小丸川，耳川などに沿って宮崎平野に達したと考え



第10図　イワオコシ降下軽石層の等層厚線図（単位：cm）



第11図　アワオコシ降下スコリア層の等層厚線図（単位：cm）

られる。

村所や石河内の阿蘇４火砕流堆積物は谷を埋め段丘をつくって堆積しており，5 m 以上の層厚を持ち，10m を越えるところでは溶結している。本質物質は黒灰色から黒褐色のガラス質火山灰と灰白色から黒灰色の発泡のよい軽石，若干の石質岩片からなり，その中には，pebble 大の礫などがとり込まれている。しかし平野部で認められるような上部・下部などの２層構造は確認されていない。

3）霧島火山起源の降下テフラ群

阿蘇４火砕流堆積物と深港降下軽石層の間には少なくとも８層の霧島火山起源の降下テフラが認められる。最下位の綾降下軽石層 AyP は，上位の７層のテフラ群とは層厚100～150cm のやや厚い褐色火山灰土と岩戸降下軽石層を介しており，上位の７層のテフラ群とはかなり長い時間間隙が存在したことが考えられる。しかし，上位の７層の降下テフラは，それぞれ間の褐色火山灰土の発達が悪く，比較的短い時間間隔で堆積しており，また下位のテフラから上位のテフラへと，軽石質からスコリア質に変化する特徴を持っている。遠藤ほか（1969）の夷守岳褐色スコリア層はこれら軽石質テフラ群に，夷守岳紫褐色スコリア層はスコリア質テフラ群に対比される。

これら７枚の降下テフラ群のうち最も広域に分布するのが，下位より２枚目のイワオコシ降下軽石層 IwP であり，後期更新世の霧島火山群の活動の中では最大規模の噴火によるものである。イワオコシ降下軽石層は霧島火山の夷守岳を給源とし，東北東方向の分布主軸をもって，霧島火山東麓一帯からほぼ宮崎平野全域を被う（第10図）。層厚は分布軸上の小林市で100～400cm，野尻町紙屋で50cm，宮崎平野中部西都市妻で30cm，同平野北部川南町通山で５cm である。本質物質は黄褐色～黄白色の発泡の極めて悪い軽石と褐色スコリアからなり，この他に灰色または黒色の石質岩片が含まれている。霧島火山東麓から宮崎平野南部では最下部に厚さ５～10cm の黄褐色火山灰層が伴う。全体の層厚の小さい宮崎平野中北部では，本軽石は風化が著しく，橙褐色を呈している。

スコリア質テフラ群の中で最も広域にみられるテフラは，イワオコシ降下軽石層の上位１枚のテフラを介して存在するアワオコシ降下スコリア層 AwS であり，霧島火山東麓から宮崎平野中部に達している（第11図）。その層厚は霧島火山東麓の野尻町で80～100cm，宮崎平野南部国富町で25～30cm，同中部新富町で５～15cm である。このスコリア層は暗赤褐色の発泡の悪いスコリアを主とし，少なくとも３つの fall unit が認められる。最下部の unit には黄白色の軽石が少量混入している。

他の綾降下軽石層 AyP，内山降下軽石層 UcP，仲町降下軽石層 NkP，本町降下スコリア層Ⅰ HnS Ⅰ・同スコリア層Ⅱ HnS Ⅱ・同スコリア層Ⅲ HnS Ⅲはイワオコシ降下軽石層やアワオコシ降下スコリア層に比して分布が狭く，綾降下軽石層（第５図）や内山降下軽石層，仲町降下軽石層，本町降下スコリア層

IIは，いずれもかろうじて宮崎平野南西部に達しているが，本町降下スコリア層I・IIIは霧島火山東麓に分布が限られている。これらはほぼ東ないし東北東方向の分布軸をなしている。

IV. 後期更新世の姶良カルデラ，霧島火山群の活動史について

1) 示標テフラ層の噴出年代

これまで述べてきたテフラに基づいて，姶良カルデラ・霧島火山の後期更新世の活動について考察するが，その前に各示標テフラ層の噴出年代について触れる。

阿多火砕流堆積物，鬼界—葛原火山灰，阿蘇4火砕流堆積物については，II・III章で述べたように，それぞれ，約10万～9万年前，約8万～7.5万年前，約8万～7万年前という噴出年代が得られている。また，大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物・姶良—丹沢火山灰は約2.2万～2.1万年前の噴火で（町田・新井 1976），その上位，アカホヤ火山灰（町田・新井 1978）下位の霧島韓国岳起源の小林降下軽石層（伊田ほか1956）は<15,750±270y.B.P.（^{14}C 年代，町田 1977）という噴出年代が得られている。

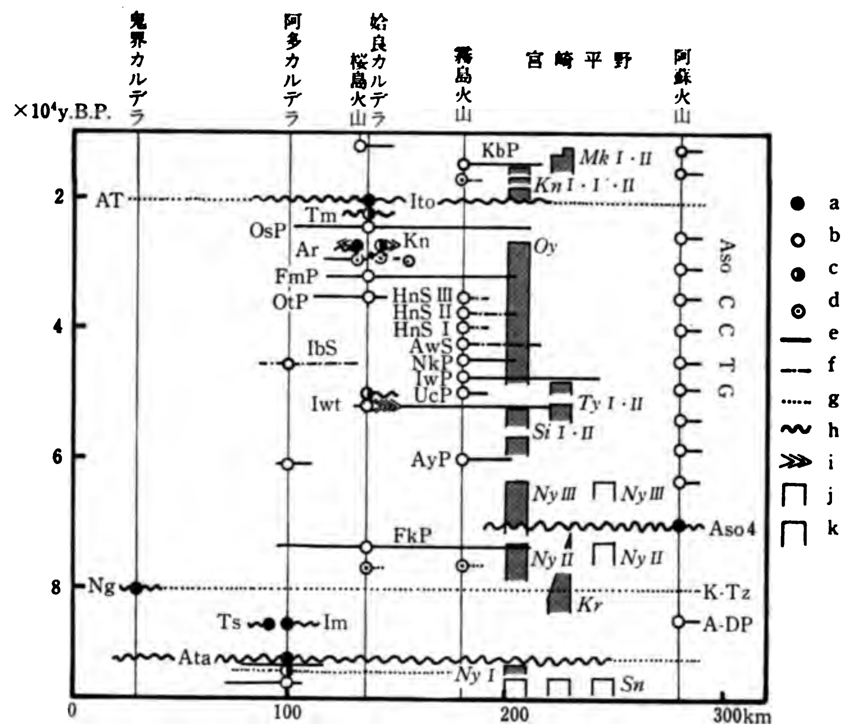
これらの年代値を基準とすると，それらの間に挟まるテフラの噴出年代を推定できる。阿蘇4火砕流堆積物の直下で鬼界—葛原火山灰層上位の福山降下軽石層は，約8万～7万年前に噴出したと考えられる。阿蘇4火砕流堆積物と大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物・姶良—丹沢火山灰層の間のテフラ群の噴出年代は約6万～2万数千年前である。このうち大塚・深港・荒崎・毛梨野の噴火サイクル堆積物は，大隅降下軽石層直下の顕著な埋没土壌中に挟在している。宮崎平野において，この埋没土壌の ^{14}C 年代，29,600 $\pm^{1800}_{1400}$y.B.P.（Gak 2621，星埜 1971）が得られているので，これら3枚の降下軽石は約3万～2万数千年前に噴出したと推定される。また，各鍵テフラ間の風化火山灰土の厚さやその風化の状態から時間間隔を考慮し，噴出年代を推定すると綾降下軽石層が約6万年前，岩戸噴火サイクルの噴出物が約5万年前，内山・イワオコシ・仲町の各降下軽石層，アワオコシ・本町I・II・IIIの各降下スコリア層が約4万～3万年前の噴火によると考えられる。

2) 後期更新世における姶良カルデラの火山活動

鹿児島湾周辺地域における火砕流堆積物のうち，最古と考えられているもののひとつである照国火砕流から2.90±0.25m.y.（K-Ar 年代）が得られており，その年代は鹿児島湾地溝の沈降開始時期を示しているといわれている（柴田ほか 1978）。それ以後，この付近には，霧島火山周辺を含めると50枚以上の第四紀火砕流堆積物が識別されているが，特に姶良カルデラ周辺に集中している（荒牧・宇井 1976，荒牧 1977）。このことは鹿児島湾地溝が第四紀を通じて活発な火山活動の場であったことを示している。しかしその中で姶良カルデラがいつごろから形成されていたのかについては不明である。本稿でとりあげた阿多火砕流堆積物やそれより古いいくつかの火砕流堆積物が姶良カルデラ壁の内側に分布しており，またカルデラ内に阿多火砕流より古い海成層・湖成層がみられること（大木・早坂 1970，大塚・西井上 1980，荒牧1969）などから，姶良カルデラまたはその前身の凹地が後期更新世にすでに形成されていたことは確実である。

阿多火砕流噴出以前の火砕流堆積物については，その噴出年代はわずかしか得られておらず，更新世のいつごろなのか具体的なことはあまりわかっていない。したがって後期更新世初頭の姶良カルデラの火山活動については，ここであまり触れることはできない。しかし，阿多火砕流堆積物下位には埋没土壌の発達がよいことから，後期更新世初頭の姶良カルデラはあまり活発に活動していなかったのかもしれない。

後期更新世において確実に姶良カルデラの火山活動によるといえるのは8万～7万年前の福山降下軽石層の噴火が最初である。その前にも国分市北東部にみられるような小規模な爆発角礫層を噴出した小規模な活動はあったらしい。活動が活発化した福山降下軽石層噴出以後2万2～2万1千年前の入戸火砕流噴火サイクルに至るまで，平均1万年に1回の割合で，大小のプリニアン・サブプリニアン・マグマ水蒸気噴火を主とする活動を繰返している（第12図）。こうしたテフラの給源は分布図からみると，現在の姶良カル



第12図　後期更新世における姶良カルデラ・霧島火山の活動と宮崎平野の段丘編年

a：火砕流噴火，b：plinian-subplinian 噴火，c：phreatomagmatic 噴火，d：strombolian などの小規模な噴火，e：降下軽石，f：降下スコリア，g：降下火山灰，h：火砕流堆積物，i：サージ堆積物，j：河成段丘，k：海成段丘，各段丘面の略号の正式名称は第14図参照．Ito：入戸火砕流，Tm：妻屋火砕流，OsP：大隅降下軽石，OtP：大塚降下軽石，Kn：毛梨野降下軽石・ベースサージ，FmP：深港降下軽石，Ar：荒崎降下軽石・火砕流，KbP：小林降下軽石，HnS I・II・III：本町降下スコリアI・II・III，AwS：アワオコシ降下スコリア，NkP：仲町降下軽石，UcP：内山降下軽石，Iwt：岩戸グラウンドサージ・火砕流・降下軽石，AyP：綾降下軽石，KbP：小林降下軽石，AsoCCTG：阿蘇中央火口丘テフラ群，Aso 4：阿蘇火砕流，FkP：福山降下軽石，Ng：長瀬火砕流，K-Tz：鬼界-葛原火山灰，Ts：田代火砕流，Im：今泉火砕流，A-DP：阿蘇 A-D，降下軽石，Ata：阿多降下軽石・火山灰・火砕流

デラ北・北東・東部に集中している。このうち降下軽石の最大粒径から推定し得る岩戸噴火サイクルの火口は，国分平野の国分市街地付近（第4図）で，この付近は姶良カルデラの壁が北側へ大きく入り込んでおり，国分平野はこの湾入部に発達している。岩戸降下軽石層の給源がここに求められることから，この湾入部は単なる浸食で姶良カルデラ壁が後退したのではなく，火山活動によって形成された小型のカルデラ地形が原型とみなすことができる。例外は荒崎噴火サイクルと毛梨野噴火サイクルである。前者の噴出源は現在の桜島南方の海中であり，姶良カルデラの側火口か，桜島のような火口丘が存在したと考えられる。また，後者は姶良カルデラ北岸の国分市北部の火砕流台地上の爆裂火口から噴出したものである。入戸火砕流噴出後の姶良カルデラの活動の詳細はわかっていないが，カルデラ内の新島には入戸火砕流堆積物より若い水底軽石質火砕流堆積物が知られている（荒牧　1983）。後カルデラ丘桜島の活動は約13,000y. B.P. に始まったと推定されており（福山・小野　1981），その活動の主体は更新世末期から完新世である。

福山降下軽石層はかなり大規模なプリニアン噴火によるものであるが，それに続く火砕流の発生は確認

されていない。軽石の淘汰は極めて良好で，遠方にも分布することから，その噴煙柱がかなり高かったことが予想される。その中部に挟在する斜層理の発達した火山灰は局地的にベースサージが生じたことを示していると考えられる。また福山降下軽石層を含む湖成・河成層（荒牧　1969の姶良層3）の存在とその分布高度から，福山降下軽石層堆積当時，カルデラは現在の海抜100m 付近まで水で満たされていた可能性がある。しかし，この水面の位置はかなり高く，これが地殻変動や海面変化によるものなのか，姶良カルデラが当時海と隔絶された湖となっていたためなのか，それとも姶良カルデラ北東部における局地的なものなのかは今後検討を要す。

約5万年前の岩戸グラウンドサージ・火砕流は同時に降下軽石も発生させている。このことはグラウンドサージ・火砕流堆積物中に降下軽石層が挟在されることから指示される。このように同一のプリニアンの噴煙柱から降下軽石と火砕流・グラウンドサージが同時発生した例としては，大隅降下軽石層に知られている（KOBAYASHI et. al. 1983)。火口が大きい場合こうしたことは可能であろう。また，グラウンドサージは分布が限られており，火砕流と別個に発生したというよりも，国分市毛梨野南方のカルデラ壁の局地的な高まりによって火砕流の基底に生じた乱流が原因と考えられる。

約3万～2万数千年前の大塚・深港・荒崎の各噴火サイクル堆積物はプリニアン・サブプリニアン噴火によるものである。このうち大塚・深港降下軽石層には火山豆石ないし豆石状構造をもつ火山灰が伴っており，噴火時の水の影響が推定される。また毛梨野噴火サイクルは，マグマ水蒸気噴火によるもので，そのベースサージ堆積物は，岩戸火砕流・荒崎火砕流に伴うような地形的影響で形成されたものではなく，明らかに水との接触による横なぐりの噴煙によるものである。姶良カルデラはこうした比較的小規模な噴火を繰り返した後，いよいよ約2.2～2.1万年前の大隅降下軽石層に始まる破局的な入戸噴火サイクルを迎えることになる。

3）　後期更新世における霧島火山の活動

霧島火山の成層火山や大型火砕丘が爆発的に活動し始めたのは約4万年前の内山降下軽石層以降のことである。9万～5万年前には綾降下軽石層やその上下の火山灰の薄層にみられるような小規模で散発的な火山活動が主体であった。それ以前の中期更新世には小林火砕流や加久藤火砕流の噴出に代表される加久藤・小林カルデラの活動が知られている（田島・荒牧　1980)。

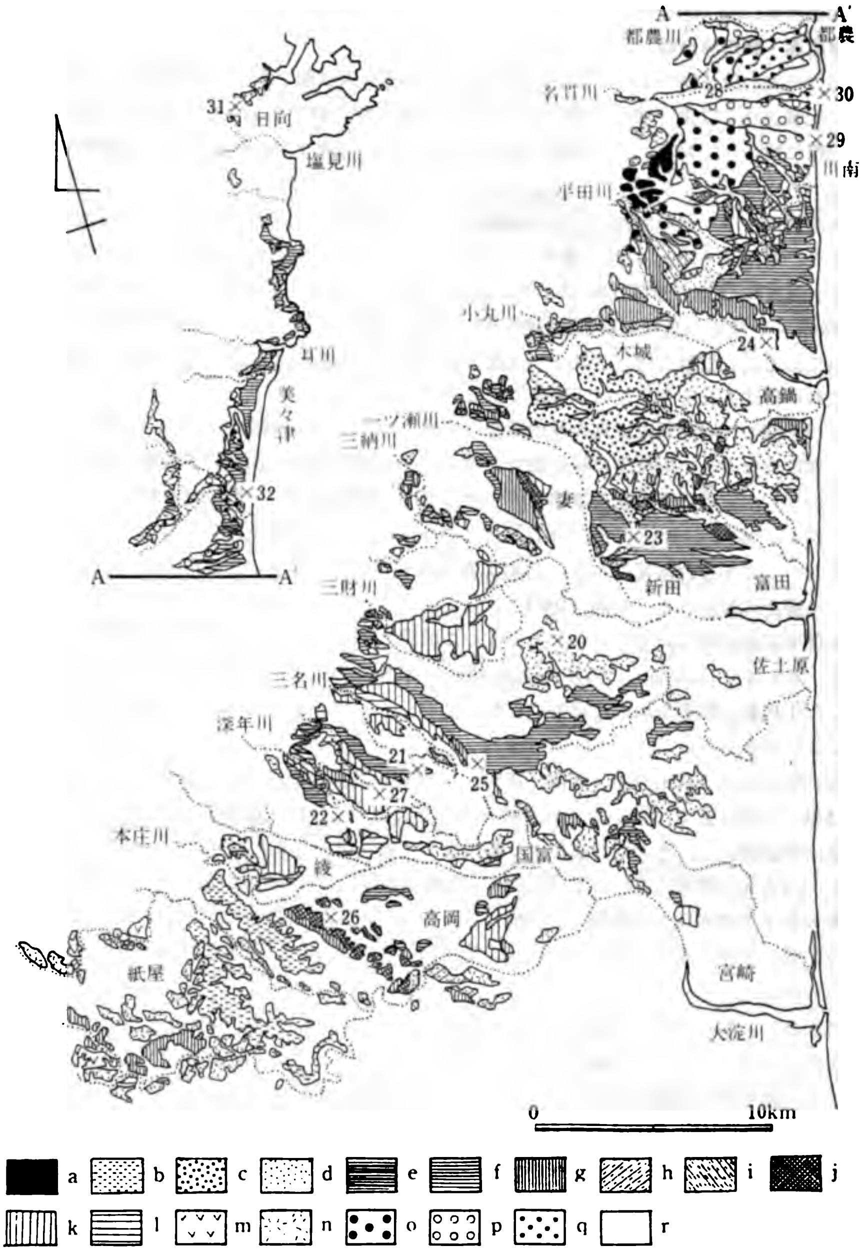
約4万～3万年前の内山降下軽石層から本町降下スコリア層Ⅲに至る噴火はわずかな時間間隔をはさんで次々と起こり，それらはストロンボリアン・サブプリニアン・プリニアン噴火を主体とした（第12図)。また降下堆積物も全体に初期は珪長質な軽石から苦鉄質なスコリアへと変化する。これらの中で最大のプリニアン噴火によるのが夷守岳起源のイワオコシ降下軽石層である。それに次ぐ規模のプリニアン噴火により，アワオコシ降下スコリアが堆積した。イワオコシ降下軽石層を除くテフラの給源の詳細は不明であるが，おそらく入戸火砕流堆積物より古い山体とされている大浪池，大幡山，白鳥山，丸岡山などの諸火山（KOBAYASHI, et. al.　1981）がそれと考えられる。

約3万～1万年前は比較的小規模なテフラしかみられず，穏やかな活動期間であったようであるが，約2万～1.5万年前の韓国岳起源の小林降下軽石層 KbP を形成したプリニアン噴火はアワオコシ降下スコリア層ぐらいの規模であった。

V.　示標テフラ層と宮崎平野の段丘の関係

1）　概　略

宮崎平野は九州の中でもっとも段丘の発達がよい地域で（第13図)，各段丘面上にはその形成時代に応じてテフラが堆積している（第8図)。大塚（1930）によって先茶臼原面・茶臼原面と呼ばれた高位の段丘群は本稿の古期テフラ群に被われ，また三財原面・新田原面（大塚　1930）やそれより低位の段丘は阿多火砕流堆積物以上の新期テフラ群との層位関係を持っている。新期テフラ群中の示標テフラ層と宮崎平野の



第13図　宮崎平野の段丘面区分図

a：椎原面，b：先茶臼原面，c：茶臼原面，d：三財原面，e：新田原Ⅰ面，f：新田原Ⅱ面，g：新田原Ⅲ面，h：西都原Ⅰ面，i：西都原Ⅱ面，j：大淀面，k：国富Ⅰ・Ⅰ′面，l：国富Ⅱ面，m：加久藤火砕流堆積面，n：入戸火砕流堆積面，o：唐瀬原面，p：豊原Ⅰ・Ⅱ面，q：三日月原Ⅰ・Ⅱ面，r：完新世段丘群・山地・丘陵，このうち，本文中に記載のない加久藤火砕流堆積面は先茶臼原面と茶臼原面の間の時期に，形成されたと考えている。

段丘との関係は第12図に示した。

2) 三財原面・新田原面群

宮崎平野の代表的段丘面の1つである三財原面は，大部分海成面であり（一部河成），大塚（1930）によって初めて記載されて以来，多くの研究者はこれを宮崎平野の鍵地形面として利用してきた。その旧汀線は比較的明瞭に残されており，その高度は模式地の西都市三財原で海抜85～90m，日向市内で30～50m と北へ行く程小さくなる。

三財原面を構成する三財原層はひとつの海進によって形成された堆積物で，次の3部層からなる。それらは下位より，層厚2～25m の基底礫層（三財原下部層），中部の層厚5～25m の含貝化石内湾性砂泥互層（三財原中部層），上部の層厚10m 以下の海浜性砂礫層（三財原上部層）である。また中部層最下部には厚さ2～10cm の一枚の白色軽石層，通浜軽石層（長岡，1983）が含まれ，三財原層対比上の有効な示標テフラとなっている。この軽石層は古期テフラ群に含まれると考えられるが，段丘面上の風成の古期テフラ群中にはこれに対比されるテフラは未確認である。

中部および下部の三財原層は従来の通山浜層（大塚 1930），川南層群（ENDO 1968）と呼ばれた海進堆積物の一部にあたり，三財原面の構成層ではなく，最高位の先茶臼原面の構成層や段丘の基盤と考えられてきた。こうした宮崎平野の海進堆積物の一部はやはり従来通り，三財原面の時代より古いものと考えられる。しかし，本稿で三財原中部・下部層としたものは，前述の通浜軽石層によって他の堆積物とは区別され，それらとは不整合関係にあり，三財原面を直接構成する薄層の三財原上部層（大塚 1930の“三財原層”）に整合に被われる（長岡 1983）。

三財原上部層は風化帯ないしクラックの発達した埋没土壌をへだてて阿多火砕流堆積物に被われる（Loc. 20, 31, 第8図）。したがって阿多火砕流の噴出年代からみて三財原面の離水時期は約10万年前より古い。こうした年代値と顕著な海進堆積物の存在によって，三財原面は従来通り南関東の下末吉面に対比されるとみてよいであろう。

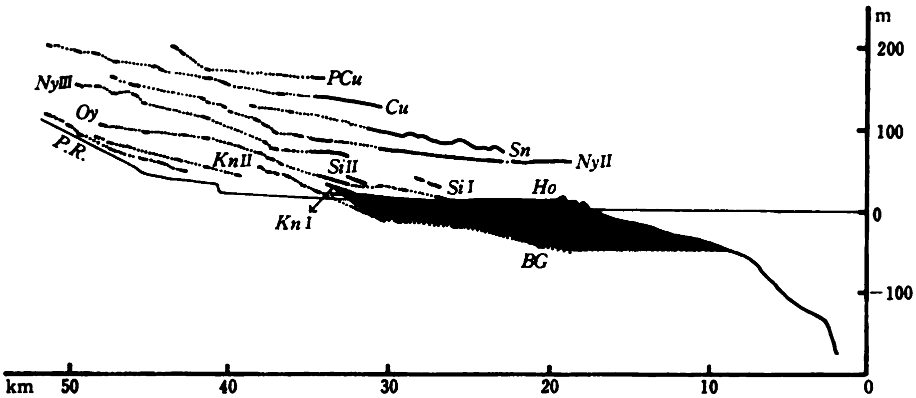
三財原面の低位にある新田原面（大塚 1930）は宮崎平野中南部に広く分布する河成段丘である。この新田原面は単一の段丘面ではなく，それを被うテフラによって3面に細分が可能である。よって従来の新田原面を新田原面群とし，その中で高位より新田原Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ面と新たに呼ぶことにする。

新田原Ⅰ面は大淀川流域にみられる段丘面で，層厚5m 以下の砂礫層からなる。この堆積物は三財原層と同様阿多火砕流堆積物以上の新期テフラ群に被われるが，阿多火砕流堆積物との間には時間間隙を示すような埋没土壌の発達がみられない（Loc. 21, 第8図）。したがって，阿多火砕流の堆積は新田原Ⅰ面離水直後と考えられる。

新田原Ⅱ面は，大塚（1930）の模式地新富町新田原の新田原面，星埜（1971）の川南原上位面に相当する。その大部分は河成面として宮崎平野中南部に分布している。しかし，同面は平野北部の都農町から日向市にかけての海岸部では隆起海食台となっており，その旧汀線高度は都農町付近で約40m，日向市内で30～35m と三財原面同様，北へ小さくなる。河成面は層厚5～10m の砂礫層からなっているが，その上部に福山降下軽石層が介在し，阿蘇4火砕流堆積物以上のテフラ群に被われる（Loc. 23, 第8図）。海食台は厚さ5m 以下の海浜性の円礫や砂からなっており，やはり阿蘇4火砕流堆積物に被われる（Loc. 32, 第8図）。

新田原Ⅲ面は星埜（1971）の川南原下位面の一部に相当する河成面で，大淀川・一ツ瀬川・小丸川の各河川沿いに発達する。それは層厚5～15m の砂礫層からなり，小丸川（Loc. 24, 第8図）では，その中程に層厚50～200cmの阿蘇4火砕流堆積物が挾在している。砂礫層は数10cm の黄褐色火山灰土を介して，岩戸降下軽石層以上のテフラに被われる。

こうしたテフラとの関係から，新田原面群の離水年代を推定すると，新田原Ⅰ面が約10万～9万5千年前，新田原Ⅱ面が約8万～7万年前，新田原Ⅲ面が約6万年前である。後述するさらに低位の河成段丘群



第14図　一ツ瀬川の段丘縦断面投影図

PCu: 先茶臼原面，*Cu*: 茶臼原面，*Sh*: 三財原面，*Ny II*: 新田原II面，*Ny III*: 新田原III面，*Si I*: 西都原I面，*Si II*: 西都原II面，*Oy*: 大淀面，*Kn I*: 国富I面，*Kn II*: 国富II面，*Ho*: 完新世段丘面群，*BG*: 沖積層基底礫，あみの部分：沖積層

が急勾配で下流側で完新世段丘面と交差するのに対し，新田原面群はその勾配が小さく，下流に行くに従い完新世段丘群下田島面群と平行するような縦断面形を持つ（第14図）。また，新田原II面に海成面が伴うことなどを考慮すると，約10数万年前の著しい海進によって三財原面が形成された後も，約6万年前までは比較的高海水準な時期があり，それに対応して新田原面群が形成されたと考えられる。しかしながら新田原III面の構成層は，その基底に深さ10数m 程度の谷地形がみられることから，新田原II・III面の間の時期（約7万年前）にはある程度の海面低下が予想推定される。しかし，その時代は星埜（1971）がしめしたような現海水準を超えるような高海水準ではなかった。

3）宮崎平野中南部の新田原面群より新しい段丘群

大淀川・一ツ瀬川・小丸川の新田原面群の低位には，急勾配で直線的な縦断面形をもち，下流側で完新世段丘面下に埋没する河成段丘が7～8段認められる（第14図）。これらはいずれも層厚5m 以下の薄い砂礫層からなっている。段丘は高位より西都原I・II面，大淀面，国富I・I′・II面と呼ぶ。また入戸火砕流堆積物の堆積面は大淀面と国富I面の間に位置する。

西都原I・II面は岩戸降下軽石層以上のテフラを載せる（Loc. 25, 第8図）が，西都原II面の一部では，その構成層の最上部の砂礫層やフラッドローム中に岩戸降下軽石層が挟在している。大淀面はイワオコシ降下軽石層やアワオコシ降下スコリア層，深港降下軽石層などを砂礫層中に挟在し，大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物・姶良―丹沢火山灰層が段丘面を被う（Loc. 26, 第8図）。国富I・I′・II面は入戸火砕流噴出後の段丘で，小林降下軽石層・アカホヤ火山灰層を含む黒土に被われる（Loc. 27, 第8図）。

示標テフラの噴出年代からこれら段丘の離水年代を推定すると，西都原I・II面が約6万～5万年前，大淀面が約3万～2万5千年前，国富I・I′・II面が約2万～1万5千年前である。離水年代と縦断面形の特徴から，これら河成段丘群は現在より低海水準の最終氷期に形成されたと考えられ，特に最も勾配の大きい国富II面は最終氷期極相の最低海水準に対応した段丘であろう。また大淀面はこれら段丘の中で最も勾配が小さく，大隅降下軽石層・入戸火砕流堆積物・姶良―丹沢火山灰層直下の顕著な埋没土層の時代，最終氷期中の約4万～3万年前の相対的高海面期に形成されたと推定される。しかし，その時代は星埜（1971）が示したような現海水準を超えるような高海水準ではなかった。

3）宮崎平野北部の扇状地群

平野北部の名貫川や都農川沿いの地域には，三財原面の低位に段丘化した扇状地群が発達している（第

13図)。これらは明瞭な段丘崖でもって，高位より唐瀬原面，豊原I・II面，三日月原I・II面に区分される。三日月原II面のさらに低位には10段以上に区分可能な完新世の河成浸食段丘群竹浜面群が発達する。

唐瀬原面をつくる層厚20m以下の砂礫層は，扇央から扇端部では阿蘇4火砕流堆積物以上のテフラに被われるが，扇頂部では砂礫層上部のフラッドローム層最上部に水成の阿蘇4火砕流堆積物が挾在する(Loc. 28, 第8図)。以上のことから，唐瀬原面の段丘化は阿蘇4火砕流堆積前，扇端部の下流から始まり，上流へ波及し，扇頂部が離水を完了したのは阿蘇4火砕流噴出直後ということになる。名貫川右岸の唐瀬原面は，その扇端部で不明瞭な段丘崖でもって新田原II面の高位に位置しているが，それを被うテフラは新田原II面とほとんど変らない。よって唐瀬原面の扇端部の離水開始期は新田原I面離水後で新田原II面離水直前の約9万～8万年前，扇頂部まで離水完了した時期は新田原II面離水期とほぼ同時の約8万～7万年前と考えられる(第12図)。

豊原I・II面はいずれも層厚5m以下の砂礫層からなり，イワオコシ降下軽石層以上のテフラに被われる(Loc. 29, 第8図)。名貫川左岸の三日月原I・II面は扇頂部付近で収斂して一つの面になる。これらは層厚数mの砂礫層からなり，アカホヤ火山灰層を挾在する黒土に被われる(Loc. 30, 第8図)。小林降下軽石層の分布はここまで及んでいないが，被うテフラの厚さから，三日月原I・II面上のテフラは小林降下軽石層より上位の層準と考えられる。以上のようなことから，豊原I・II面は約5万～4万年前に，三日月原I・II面は約1万5千年前の後にそれぞれ離水したと推定され，それぞれ，最終氷期の前半と後半の低海水準に対応して形成された扇状地であろう。

VI. まとめ

(1) 南九州の姶良カルデラ北東～東方の地域から宮崎平野にかけては後期更新世に姶良カルデラから噴出した次の諸テフラが広く分布し，それらの噴出年代は上下にあって年代がすでに得られている広域テフラ(阿多火砕流堆積物，鬼界－葛原火山灰層，阿蘇4火砕流堆積物，入戸火砕流堆積物)との層位関係から推定できる。それらは福山降下軽石層(8万～7万年前)，岩戸噴火サイクル堆積物(5万年前)，大塚・深港降下軽石層，毛梨野・荒崎噴火サイクル堆積物(3万～2万数千年前)である。したがって姶良カルデラはおよそ8万年前から2万数千年前までの間には，少なくとも上記6回の珪長質マグマの噴火(うち福山・岩戸・深港の各噴火サイクルは大規模)を行った。これらは水底噴火と考えられる特徴的テフラ(火山豆石を含む細粒火山灰層，ベースサージ堆積物など)を含み，またカルデラ内の姶良層などの湖成ないし静水環境の堆積物中にも堆積していることがあるので，この頃すでに姶良カルデラは湖(または海湾)的環境であったと考えられる。

(2) 霧島火山東麓から宮崎平野にかけては，霧島火山起源の多数の降下軽石・スコリア層が分布する。それらの層位から判断すると，霧島火山の活動は4万年前頃(テフラでは岩戸噴火サイクル噴出物の上位)から活発化し，初期にはイワオコシ降下軽石層(夷守岳起源)などの珪長質テフラを噴出したが，その後は次第にアワオコシ降下スコリア層に代表されるような苦鉄質スコリアを頻繁に噴出するようになった。3万～2万年前の頃(入戸火砕流噴出前)には活動は衰えたが，1.5万年前頃，再び活発化し，小林降下軽石層(韓国岳起源)を噴出した。

(3) こうしたテフラによって宮崎平野の後期更新世の段丘編年を行うことができた。これによると三財原面を形成した最終間氷期極相以後，10万～6万年前の間には比較的高海水準が保たれ，新田原面群にみられるような勾配の緩やかな河成面や海食台などが形成された。阿多・鬼界・阿蘇カルデラが大噴火を起こしたのもこの時期に集中する。姶良カルデラや霧島火山が活発に活動した最終氷期中の6万～1.5万年前には，低海水準に対応して，急勾配で直線的な河成段丘が形成された。その中で約4万～3万年前は相対的に海水準が高く，約1.5万年前は最低海水準であった。

謝辞

本論文を作製するにあたり，終始御指導いただいた東京都立大学地理学教室の町田 洋先生ならびに貝塚爽平先生に深く感謝いたします。

群馬大学の新井房夫先生には多くのテフラの鉱物の屈折率測定をお願いした。また，宮崎大学の長友由隆先生，都立大学菊地隆男先生ならびに都立大学地理学教室地表研究室のみなさんには現地やまとめの段階で様々な御教示をいただいた。また，岡山俊雄先生は未公表の接峰面図の使用を快く許された。宮崎県文化課の面高哲郎氏，新富町教育委員会の松原富美彦氏には現地調査の便宜をはかっていただき，さらに，新富町滝口紘二様御一家と宮崎市後藤時光様御一家には現地にて物心両面に渡る多大な御援助をいただいた。

これらの方々に心から御礼申し上げます。

引用文献

荒牧重雄 (1969)：鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物．地質雑，**75**，425-442.

—— (1977)：姶良カルデラの基盤と桜島火山の噴出物．第2回桜島火山の集中総合観測，105-119，京大防災研附属桜島火山観測所.

—— (1983)：姶良カルデラと入戸火砕流．月刊地球，**5**，83-92.

——・宇井忠英 (1966)：阿多火砕流と阿多カルデラ．地質雑，**72**，337-349.

——・—— (1976)：南九州の火砕流堆積物——斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe 比による対比——．地震研究所彙報，**51**，151-152.

遠藤　尚 (1963)：宮崎県中部の段丘を覆う火山灰層の層序学的研究．宮崎大学学芸学部紀要，Nos. 15-16，29-52.

ENDO, T. (1968) : Geological study of the Miyazaki Coastal Plane, Southeastern Kyushu, Japan. *Bull. Fac. Education Miyazaki Univ.*, 24, 17-64.

遠藤　尚・松田　剛・法元紘一・児玉三郎 (1962)：日向平野を構成する段丘について．宮崎大学学芸学部紀要，No. 14，9-27.

——・小林ローム研究グループ (1969)：火山灰層による霧島熔岩類の編年（試論）．霧島山総合調査報告書，13-31.

福山博之・小野晃司 (1981)：桜島火山地質図，地質調査所.

星野由尚 (1971)：宮崎平野の地形発達に関する諸問題．第四紀研究，**10**，99-109.

伊田一善 (1948)：南九州の天然ガスと地質について．石油技協誌，**13**，251-259.

——・本島公司・安国　昇 (1956)：宮崎県小林市付近の天然ガス調査報告．地調報告，168，44p.

今井　功・寺岡易司・奥村公男・小野晃司 (1979)：神門地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，44p.

木野義人・太田良平 (1976)：野尻地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，45p.

——・—— (1977)：都城地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），45p.

KOBAYASHI, T. (1981) : Mode of eruption and emplacement of the pyroclastic deposits in the initial stage of a large eruption from the Aira caldera. *1981 IAVCEI Symposium. Arc Volcanism. Abstracts*, 184-185.

——, ARAMAKI, S., WATANABE, T. and KAMADA, M. (1981) : Kirishima Volcano. *1981 IAVCEI Symposium, Arc Volcanism, Field Excursion Guide to Sakurajima, Kirishima and Aso Volcanoes*, 17-32.

——, HAYAKAWA, Y. and ARAMAKI, S. (1983) : Thickness and Grain Size Distribution of the Osumi Pumice Fall Deposit from the Aira Caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **28**, 129-140.

MACHIDA, H. (1976) : Stratigraphy and Chronology of Late Quaternary Marker-tephras in Japan. *Geogr. Repts. Tokyo Metropol. Univ.*, No. 11, 109-132.

町田　洋 (1983)：テフラ研究の展望．地学雑，**92**，441-447.

——・新井房夫 (1976)：広域に分布する火山灰——姶良 Tn 火山灰の発見とその意義——. 科学, 46, 339-347.

——・—— (1978)：南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰—. 第四紀研究, 17, 143-163.

——・—— (1983)：鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火砕流の噴出年代 (要旨). 火山第2集, 28, 206.

——・——・百瀬 貢 (1982)：阿蘇4火山灰の分布と層位・年代 (要旨). 火山第2集, 27, 151-152.

——・——・長岡信治 (1983)：広域テフラによる南関東と南九州の海成段丘の対比. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 13, 45-46.

宮地六美 (1965)：宮崎県西諸県郡高原地方の火山砕屑岩類. 九州大学教養地学研究報告, No. 12, 21-31.

宮崎県 (1981)：宮崎県地質図および説明書. 72p.

長岡信治 (1983)：宮崎平野における海成更新統の層序について. 第四紀学会講演要旨集, No. 13, 49-50.

成瀬 洋 (1966)：霧島火山東方の第四紀 Tephra. 資源研彙報, No. 66, 15-33.

大木公彦・早坂祥三(1970)：鹿児島市北部地域における第四系の層序. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物), No. 3, 67-92.

小野晃司・松本徰夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977)：竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 145p.

小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982)：薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 80p.

太田良平・群山 栄・脇元康夫 (1967)：シラスの地質学的分類. 鹿児島県企画部, 43p.

大塚裕之・西井上剛資 (1980)：鹿児島湾北部沿岸地域の第四系. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), No. 13, 35-76.

大塚弥之助 (1930)：宮崎県高鍋町付近の地質学的問題. 地理評, 6, 1048-1073.

澤田臣啓・田中竹延・岸 清 (1984)：断層ガウジ及び火山灰を用いた ESR 年代測定と石英粒子表面構造観察. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 564.

沢村孝之助 (1956)：5万分の1地質図幅「国分」及びその説明書. 地質調査所, 19p.

柴田 賢・小野晃司・早坂祥三・大木公彦・山本温彦 (1978)：鹿児島市地下, 照国火砕流の K-Ar 年代. 地質雑, 84, 551-553.

SPARKS, R.S.J. & WALKER, J.P.L. (1977)： The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 329-341.

鈴木桂子・宇井忠英 (1981)：阿多火砕流の流動方向. 火山第2集, 26, 57-68.

田島広一・荒牧重雄 (1980)：霧島火山周辺の Bouguer 異常. 地震研究所彙報, 55, 241-257.

玉生志郎 (1978)：ガラスによるフィッショントラック年代測定. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, 288.

WATANABE, K. (1978)： Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, I： Geology. *Memoirs. Fac. Educ. Kumamoto Univ.* (*Natural Science*), No. 27, 97-120.

—— (1979)： Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, southwest Japan, II： Petrology of the Aso-4 pyroclastic flow deposits. *Memoirs Fac. Educ. Kumamoto Univ.* (*Natural Science*), No. 28, 75-112.

(1984年9月20日受理)

地学雑誌 93-6 (1984)

湿原堆積物中の混入土砂量の変化からみた屋久島における斜面の安定性の変動

相 馬 秀 広*

Changes in Stability of Mountain Slopes of Yakushima Island Analyzed by Variation of Inorganic Content in Peat Deposits

Hidehiro SOHMA

Abstract

Slope stability and its change play important roles in geomorphic development both of mountains and coastal plaines. Changes in slope stability is expected to have been recorded in geological sections at depositional areas close to slopes and/or in mountain areas. Changes in slope stability were investigated on the basis of stratigraphical analysis, especially analysis of variation of inorganic content in peat deposits at moors and a grassland of Yakushima Island (30°20'N, 130°30'E), which is famous as one of the most rainy regions in Japan.

Three localities on an alluvial cone, a flood plain and a gentle slope on a ridge were selected as the study areas (Fig. 1). Using the panning method, the inorganic content is calculated as the ratio of inorganic content against dry bulk weight of each horizon and expressed by percent. The change in inorganic content was concordant with those in facies and water content (Fig. 2, 3), and showed good agreement with that of ignition loss of thick humic soil (Fig. 7). From the sequential changes in degree of plant decomposition and the inorganic content, peat and thick humic soil profiles can be divided into four layers, namely, the Lowest layer, the Lower one, the Middle one, and the Upper one in ascending order. The change in the composition of materials from the Lower to the Middle layer is the most conspicuous. The changes in the inorganic content suggest that the yield of detritus was the most intensive at the Lower layer and was reduced towards the surface.

These inorganic materials on the alluvial cone and the flood plain were transported by mud flows and floods. Therefore, the high content of inorganic materials can be considered to have been caused by heavy rainfall. Consequently these changes in inorganic content roughly suggest the changes in heavy rainfall occurrences. Initiation of the deposition of the Lower layer is presumed to be after 2000BP from the ^{14}C date (2600–2700BP) of the base of peat layer at Hananoego moor and the thickness of the Lowest layer. Therefore, the slope condition on Yakushima Island is considered to become less stable after 2000BP.

*日本大学 Nihon University

I. はじめに

山地斜面の安定性の変動を把えることは，山地の地形構成（大森　1983），山地から低地までを含めた地域の地形発達史などを検討する上で欠くことができない重要なテーマである。また，ダムの堆砂量などによる現在の侵食速度と山地の隆起速度などとの関係を検討する（YOSHIKAWA　1974，OHMORI　1978など）際にもこの問題は避けて通れない。例えば，現在は集中豪雨や大地震などによって斜面崩壊が発生して斜面が不安定化する状況を把えることができるものの，そのような現在の地形変化が地形形成の上でもつ意義は，地史的時間スケール，少なくとも100～1000年オーダで検討されることが必要であろう。しかし山地斜面は侵食域であるため，そのようなスケールでの地形の安定性の変動を，斜面から直接得ることは，長時間にわたって厚い火山灰層が繰り返し降下した地域における火山灰層中の斜交関係（上杉他　1979）などを除くと，一般にむずかしい。

ところで，沖積低地の堆積物に含まれる粗粒物質層の存在から，山地域からの土砂供給量の増大（海津　1976，安田　1977，井関　1979），すなわち，山地斜面の不安定化（SAKAGUCHI　1982）が指摘されている。河成堆積物の層相は，上流域からの物質供給量のみでなく，流量，河床形態（主に勾配，幅，深さ），侵食基準面などの要素が重なって決定され，時には森林伐採の影響（安田　1977，井関　1979）などが加わることもある。したがって，河成堆積物の層相などから山地斜面の安定性の変化を検討するには，沖積錐（磯ほか　1980）のような物質生産域に近い場所で調査することが望ましい。しかし，一般の沖積錐では，指標となる火山灰に恵まれない場合時間軸を得にくいという欠点がある。

これに対して，宮城他（1979）は，仙台付近の丘陵の湿原の断面構造から周辺斜面の不安定期を把え，花粉分析などによる植生の変化でそれを裏づけている。この方法は，基本的には堆積物の断面構造から物質供給域である斜面の不安定化を，いわば対比層の視点で把えるものであり，また，湿原を調査地とすることで，^{14}C 年代測定法による時間軸および花粉分析による気候変化などの情報を組み込むことにも成功している。SAKAGUCHI・SOHMA（1982）も，尾瀬ヶ原の広窪田代において，泥炭層に挾在する砂礫層と火山灰層との関係から顕著な土砂流入期を認めた。

このように，泥炭層の断面構造から斜面の不安定期あるいは土砂移動期を把える方法はかなり有効と判断される。しかし，そこから得られる情報は湿原周辺の局部的なものである場合もあり，広い範囲における斜面の不安定化を把えるには多くの地点の情報を総合することが必要である。その際，堆積物の断面構造の把握は，肉眼観察だけでなく，不安定化の程度の大まかな指標という面からも，より客観（定量）的でしかも簡易な方法を併用することが望ましい。

このような視点にもとづき，本稿では，泥炭層の断面構造に加えて，椀がけ法で抽出した無機物の混入率の変化などを用いて，山地斜面の安定性の変動を把えることを試みた。調査地域としては，日本有数の多降水量地域の一つである屋久島の，主稜線付近に発達する湿原を選んだ。

屋久島の降水量の特性については，全年を通じて降水量が多く，梅雨期と台風期とに著しいピークが出現し，短時間の集中的降水よりも日レベル程度の降水が量，頻度ともに高いこと，また，山岳地域は年平均降水量が海岸部（1941－1970年で3821mm）より多くて9月の台風時のピークが顕著であることなどが最近明らかにされた（江口　1984）。

II. 調査方法

調査は，花之江河湿原（高度約1635m），永田岳南東鞍部の湿原（同1725m），鹿之沢小屋付近の草原（同1555m）の3地点で行なった（Fig. 1）。この3地点は，屋久島の山地全体の中では現在激しい谷頭侵食を受けている地域よりも上流側に位置し，いわゆる“前輪廻地形”地域に含まれる。これらの地点の基盤岩

はいずれも花崗岩であり，永田岳南東鞍部がヤクザサ帯に属する他はスギ林帯に位置する（今西 1950）。

泥炭（質）層への無機物の混入程度を示す指標として，試料の乾燥重量に占める無機物の混入重量の割合（以下，無機物の混入率と呼ぶ）を用いた。無機物の混入率は以下の手順で求めた。

試料はヒーラー式ボーラーあるいは露頭から直接採取し，ポリ袋に密封して実験室へ持ち帰った。実験室では，試料を深さ5cm ごとにナイフで区切り，さらに，たてに二分した。一方の試料（A）は初期重量（WwA）を測定後，薬品処理をせずに蒸発皿で4回ほど椀がけを行なって残った無機物を乾燥させて無機物重量（WMA）を測定した。もう一方の試料（B）は，初期重量（WwB）測定後，一定重量に達するまで風乾（3～10日間）ないし，恒温器（鹿之沢小屋の試料，95°C）で乾燥させ，乾燥重量（WDB）を測定して試料の含水率（H）を求めた。

$$H=\frac{W_wB-W_DB}{W_wB}\times 100\ (\%)$$

無機物の混入率（I）は次の式で求めた。

$$I=\frac{W_MA\times W_wB}{W_wA\times W_DB}\times 100\ (\%)$$

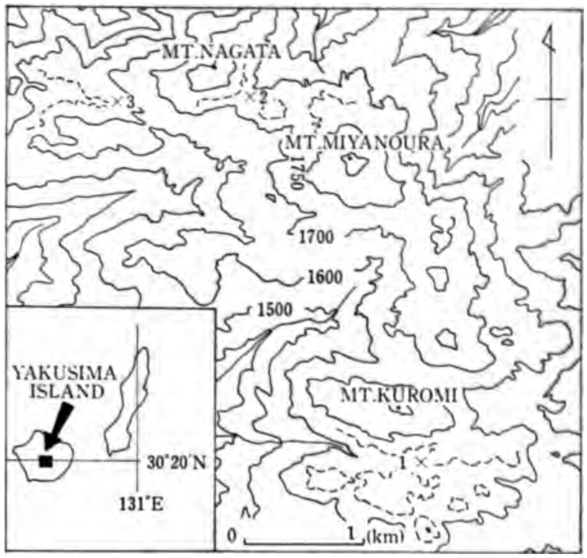


Fig. 1 Study area

1. Hananoego moor, 2. Moor at the south-eastern col of Mt. Nagata, 3. Grassland at the Shikanosawa cottage

椀がけ法を用いると，微細な粒子は抜けて主に砂サイズ以上のものが抽出される。しかし，湿原へ土砂が流入する際，その規模に応じて流入土砂の全量はもとより，粗粒な粒子の量や最大粒径などが変化することから，大規模な土砂流入を把えるにはむしろ粗粒な粒子だけを抽出する方が効果的であると考えられる。

なお，鹿之沢小屋付近の草原土壌については，上記の乾燥試料（B）を用いて，灼熱減量の割合を測定した。磁性ルツボに入れた試料を，ルツボコンロを用いてガスバーナーで赤レンガ色になるまで（約30分間）燃焼させて灼熱後重量（WBB）を測定し，次の式で“30分間の灼熱減量の割合（C，以下単に灼熱減量と呼ぶ）”を求めた。

$$C=\frac{W_DB-W_BB}{W_DB}\times 100\ (\%)$$

III. 泥炭層への無機物の混入率の変化と土砂流入規模の変化

1) 花之江河湿原

黒味岳（高度1831m）の南側鞍部には，南西と北西から合流沖積錐がやや幅広い沖積低地を形成し，それぞれの扇央部付近から西側へ向かって，“しゃもじ型”の平面形をもつ花之江河湿原が発達する（Fig. 1）。この湿原は，宮脇他（1980）によれば，キダチミズゴケオーダー（TÜXEN, R., MIYAWAKI, A.

und FUJIWARA, K. 1972）の高層湿原の断片とされる。湿原南縁近くの木道脇から N10°E 方向で中央部へ向け，ハンドレベル，巻尺などにより地形断面を測量し，検土杖を用いて地質断面を調査した。とくに，測線上の40m 地点と30m 地点から東へ 6 m の地点（以下，30～6 m 地点とする）では，ヒーラー式ボーラーで試料を採取した。

① 40m 地点

ヒーラー式ボーラーによる地質断面，無機物の混入率，含水率などを Fig. 2 に示した。

深さ 0～25cm は，やや分解したミズゴケ泥炭で，深さ 15～25cm の無機物の混入率は 10% 以下と小さく，含水率は90%前後を示す。

深さ25～60cm は，ほぼ分解した砂質泥炭で，無機物の混入率は深さ25～30cm で30%強とやや突出するのを除くと他は10～20%を示し，含水率はほぼ70%である。

深さ60cm 以下（110cm まで）は，無機質あるいは有機質をわずかに含む砂礫層と，砂質泥炭層ないし有機質砂層の互層である。砂礫質な層準では無機物の混入率は90%前後と大きく，含水率は40%前後以下であり，一方，砂質な層準では混入率は40%ほどに低下するとともに，含水率は逆に70%ほどに高くなる。

このように，層相，無機物の混入率，含水率は互いに深く関連し，測定された無機物の混入率と層相から示唆される無機物の混入程度とは調和的である。また，泥炭の分解度が増大すると容水量（あるいは含水率）は減少する（阪口 1974）が，今回の結果も同様な傾向を示す。なお，深さ 25～30cm は，これ以下の層準に比べて，層相的には明瞭なちがいがみられないものの，無機質の混入率が高く，無機物が多く混入していることを示す。これは，無機物の混入率を調べることにより初めて明らかとなったことであるとともに，砂質な層準では層相だけでは無機物の混入程度を適確に把えにくいことを示す。

ところで，深さ 110 cm 以下は，検土杖によれば，135 cm までは粗砂や砂礫の薄層をはさむ，ほぼ完全に分解した砂質泥炭層で，それ以下は花崗岩の風化層である。

以上の観察および測定結果から，当地点の地質断面は，0～25cm の上部層（U），25～60cm の中部層（M），60～110 cm の下部層（L），110cm 以下の最

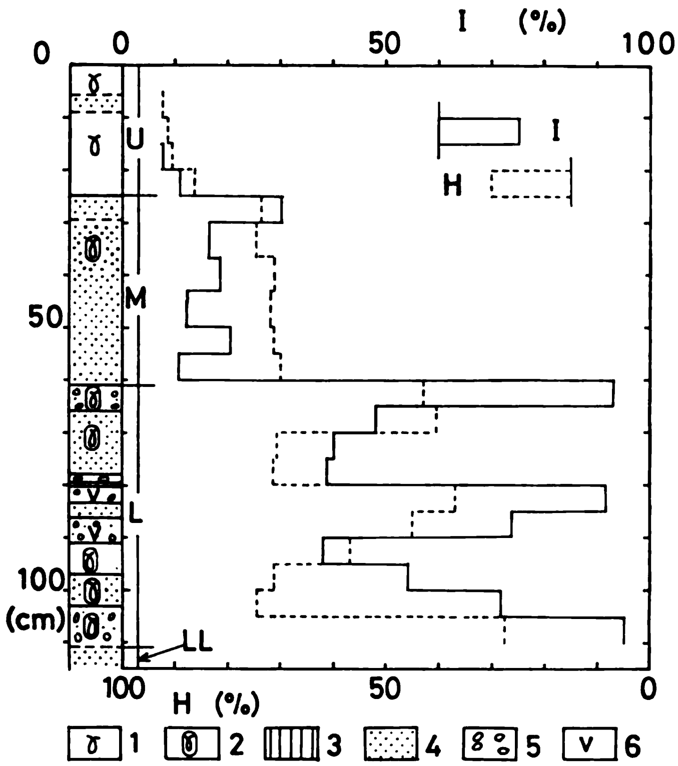


Fig. 2 40m point of Hananoego moor
1. slightly decomposited peat, 2. decomposited peat, 3. slightly contained humus, 4. sand, 5. gravel, 6. pumice or contained pumice,
I. inorganic content by weight, H. water content by weight, U. Upper layer, M. Middle layer, L. Lower layer. LL. Lowest layer

下部層（LL）とに区分される(Fig. 2)。

② 30～6 m 地点

この地点は湿原のほぼ中央部，すなわち，しゃもじの柄の付け根に位置する。ヒーラー式ボーラーによる地質断面，無機物の混入率，含水率を Fig. 3 に示した。

当地点においても，これら三者は，40m 地点とほぼ同様に，互いに深く関連している。

たとえば，深さ75～85cm はかなり分解した褐色泥炭層で無機物の混入率は約10%と低いのに対して，その上下の層準はいずれも泥炭質ないし有機物を混える砂礫層で，無機物の混入率は60～90%と高い。

ところで，深さ95～125cm は分解が進んだ砂混り泥炭層ないし砂質泥炭層である。しかし，無機物の混入率が深さ 5 ～10 cm ごとに10%程度の増減を繰り返すことから，その間でも，無機物の混入状態は顕著ではないもののかなり変化することがうかがわれる。

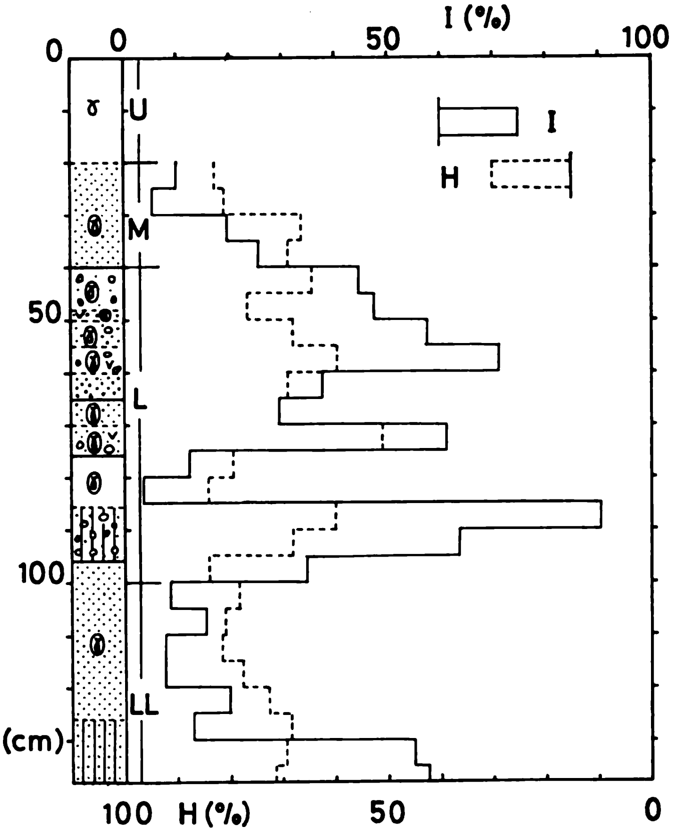


Fig. 3 30-6m point of Hananoego moor (Legend is common with Fig. 2)

当地点の地質断面は，無機物の混入率および層相の変化から，0 ～20cm の上部層（U），20～40cm の中部層（M），40～100cm の下部層（L），100cm 以下の最下部層（LL）とに区分される (Fig. 3)。

③ 混入した無機物の起源

椀がけ後の残存物は，上記両地点のいずれの層準も，石英や長石類などの粒子が主で，これに黒雲母や細粒の岩片を若干混える。砂礫や粗砂に富む層準では，発泡のよくない軽石粒（主に径 2 ～ 3 mm）をごくわずかに含むことが多い。椀がけ後残る粒子の大部分は，基盤岩の花崗岩の主な造岩鉱物に一致し，その起源が基盤岩の風化・侵食によることを示す。一方，屋久島では，幸屋火砕流（宇井 1973）・アカホヤ火山灰（町田・新井 1978）による軽石層堆積以降明瞭な降下火山灰の存在は知られておらず（町田 1977），径数 mm にも達する石英や長石類の粒子が多量に降下物としてもたらされたとは考えにくい。したがって，椀がけ後の残存物は湿原へ流入した土砂であると判断される。

④ 土砂の流入規模の変化およびそれに伴なう湿原域の拡大

上記両地点における無機物の混入率から知られる土砂の流入規模の変化は，各層位ごとにほぼ共通する。たとえば下部層は両地点ともに土砂流入が最も活発な時期の堆積物である。ところで，両地点の下部層（主に深さ40～100cm）における無機物の混入率と深さとの関係を詳細に検討すると，一方で大きく他方で小さいというような，あたかも逆の位相関係にあるようにみえる (Fig. 4)。もしその関係が事実であ

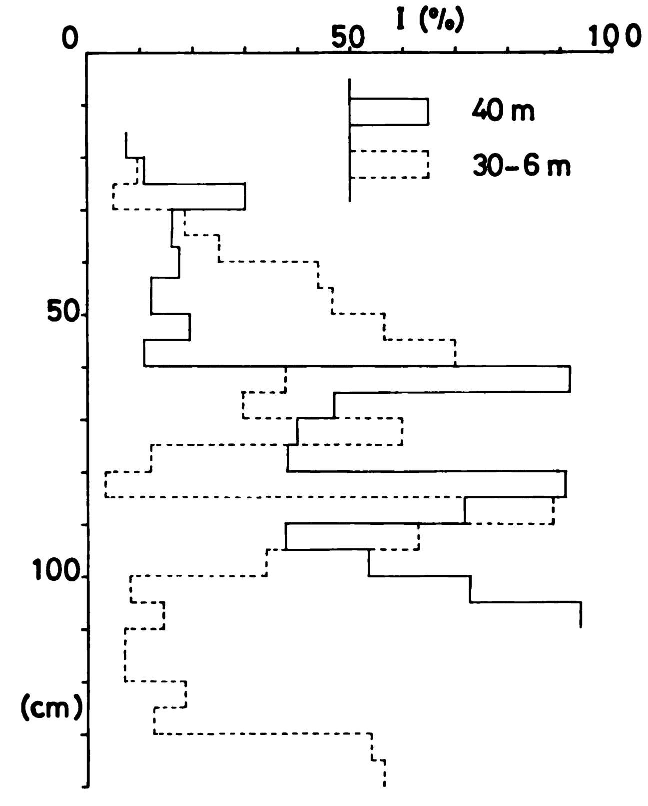


Fig. 4 Inorganic content by weight of 40m point and 30-6m point at Hananoego moor

れば，それは大規模な土砂流入ごとに河道の位置が数～10数mの水平距離で変化したことを示唆する。この点については，両地点において同じ深さのところが精密に対比されるのか，10cm内外の違いは無視してよいのかといった調査の精度とも合わせて，今後さらに検討を要する。

いずれにしても，両地点ではともに，最下部層は基盤岩の直上を除くと比較的小規模な土砂流入が繰り返された時期，下部層は大規模なものが3～4回発生した時期，中部層はやや活発な時期，そして，上部層は比較的静穏な時期にそれぞれ形成されたものと判断される。

地形・地質断面図（Fig. 5）からみると，湿原域の拡大は土砂流入と関連していることが読み取れる。すなわち，当初湿原であったのは35m地点付近のみであった。その後，同地点の深さ130～140cmにみられる砂礫層が堆積して，30m地点から40m地点にかけての一帯が氾濫原となり，土砂流入がおさまるとともに湿原化した。また，20m地点付近には基盤岩の高まりが存在し，40m地点の下部層最下部の砂礫層（深さ104～110cm）が堆積する以前には，この高まりを境として上流側と下流側とは離れた湿原であった。その砂礫層の堆積により，10m地点付近から下流側はほぼ一連の氾濫原となるとともにひと続きの湿原へと拡大した。なお，この時期には，5m地点付近では，幸屋火砕流の堆積物が湿原より高い位置に段丘状に残っていた。

この幸屋火砕流堆積物の名残りも，40m地点の下部層最上部（深さ60～70cm）の砂礫層あるいは30～6m地点の深さ55～60cmの砂礫層などで示される土砂により覆われてしまった。これに伴ない，湿原の範囲も現在のそれにほぼ近いものとなった。

以上のように，当湿原域は大規模な土砂流入の繰り返し，とりわけ，40m地点の下部層に対比される土砂堆積により拡大してきたことが明らかである。そして，それは，ヒーラー式ボーラーによる試料の無機物の混入率の深さに伴なう変化に示された土砂流入の変遷にほぼ一致する。

2） 永田岳南東鞍部の湿原

試料採取地点（Fig. 1）は，最低鞍部から20mほど宮之浦岳側へ寄った，幅5mほどの谷底平野である。この谷底平野は，稜線にほぼ平行な直線状の凹地の底部に存在し，その起源は花崗岩の岩盤すべりに因ると推察される。上流側の集水域は長さ約200mで，傾斜はかなり急である。谷底平野の中央部には，深さ80cmほどのガリーが発達して流水がみられる。

ヒーラー式ボーラーによる地質断面，無機物の混入率，含水率などをFig. 6に示す。

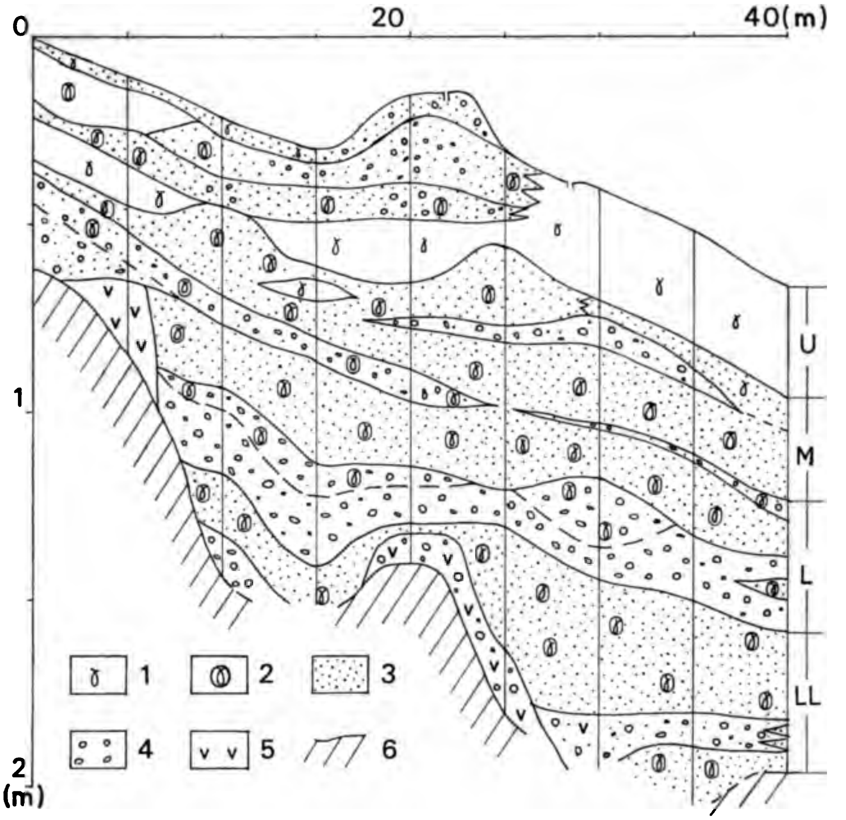


Fig. 5 Geological profile of Hananoego moor

1. slightly decomposited peat, 2. decomposited peat, 3. sand or sandy,
4. gravel, 5. contained pumice, 6. bedrock,
U. Upper layer, M. Middle layer, L. Lower layer, LL. Lowest layer

深さ0～110cm 付近までは有機質の土層で，そのうち47cm 付近を境として，上部は泥炭質，下部はほぼ分解して黒泥質である。無機物の混入率は，大まかには深さ45cm 以下で大きく突出する傾向があり，層相との関係も調和的である。

当地点のような地形条件下では，一般に，土砂流入の規模と土砂堆積とに次のような関係が成立するものと推察される。すなわち，大規模な土砂移動時には，土砂は河道（ガリー）を埋めつくし，さらに谷幅一面にわたって粗粒な物質を多く含んで堆積する。それがおさまると，谷底の一部で下刻が始まりガリーが形成される。小規模な土砂移動時には，土砂は主に河道付近に堆積し，谷底の平野では，あたかも自然堤防帯の後背湿地のように，細粒なものがうすく堆積するにとどまる。

以上のような土砂流入の規模と土砂堆積との関係を想定すると，当地点における無機物の混入率の深さに伴なう変化は，この小流域では深さ47～55cm の砂礫層を堆積させて以降，大規模な土砂移動がほとんど発生しなかったことを示すものと判断される。

なお，無機物の混入率，層相などから，0～30cm までを上部層，30～47cm を中部層，47～92cm までを下部層，92cm 以下を最下部層と区分する。土砂移動の規模の変化からみると，中部層と下部層の境界は花之江河湿原の中部層と下部層とのそれにほぼ対比されよう。

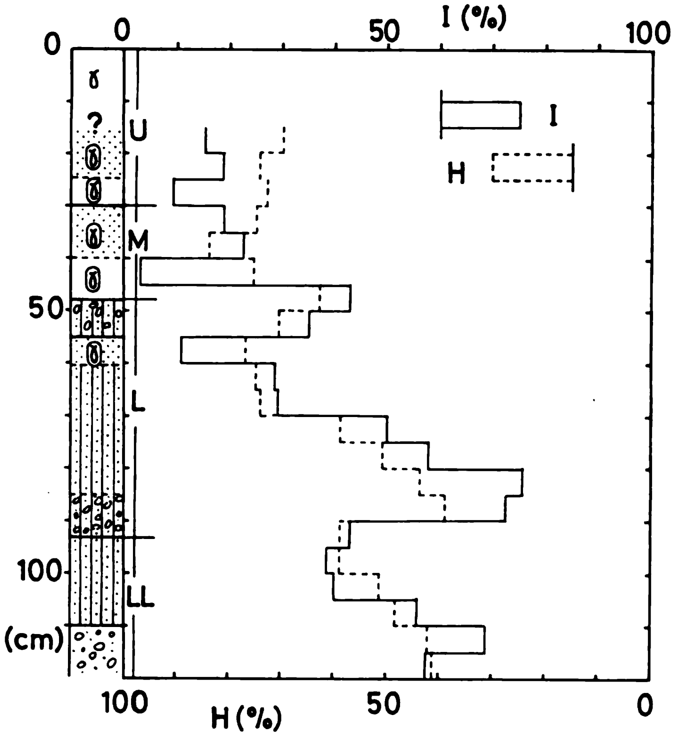


Fig. 6 Moor at the south-eastern col of Mt. Nagata (Legend is common with Fig. 2)

IV. 鹿之沢小屋の草原土壌における無機物の混入率と，層相および灼熱減量との関係

小屋から南寄りに沢を1本はさんだ，台形状の横断形を示す幅約20m の草原である緩斜面で，その中下部にある露頭で，傾斜20度ほどの腐植質土層の最も厚い部分から試料を採取した。

地質断面，無機物の混入率，灼熱減量などを Fig. 7に示した。層相と無機物の混入率との関係は，前者が主に厚さ10cm以下で変化するのに対して後者は厚さ5 cm ごとの値であるため，既述の泥炭層の場合ほど明瞭ではないものの，全体的にはよく調和する。すなわち，無機物の混入率は，シルト質の層相を示す深さ5～10cm で約15%である他は，いずれも30～40%と大きく，砂礫質の層相を示す深さ40～45cmでは50%に達する。

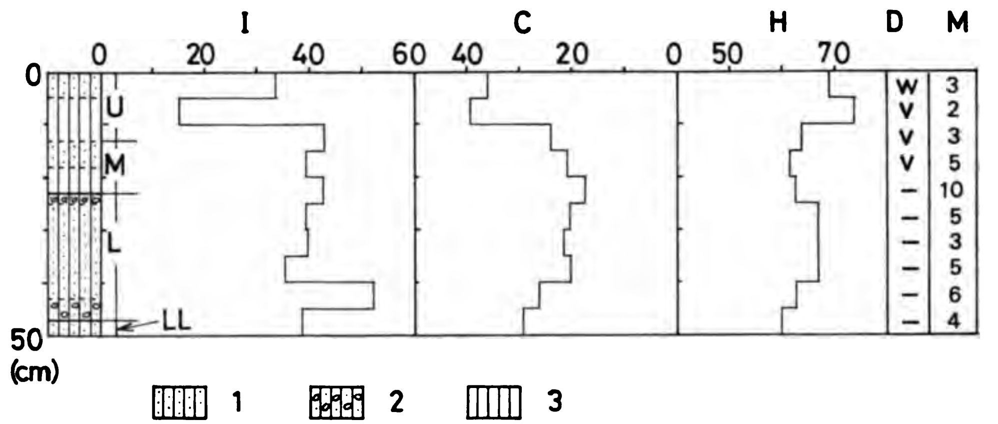


Fig. 7 Grassland at the Shikanosawa cottage
I. inorganic content by weight(%), H. water content by weight(%), C. ignition loss by weight(%), M. maximum diameter(mm), D. degree of plant decomposition;
W. indecomposited, V. fairly decomposited, —. perfectly decomposited, 1. humic sand, 2. humic gravel, 3. humic mud, U. Upper layer, M. Middle layer, L. Lower layer, LL. Lowest layer

無機物の混入率は深くなるにつれて一方的に増大するのではないことを示している。たとえば，深さ40〜45cm の層準は下位に比べて著しく大きい。椀がけ後の残存物は石英，長石類が大部分であるが，このような深さに伴なう混入率の変化は，それが基盤岩の風化物としてではなく，風化物が二次的（斜面物質の）移動によりもたらされたこと，すなわち，この草原土壌が運積土であることを示す。しかもこの斜面物質の移動の規模は，たとえば，深さ18〜24cm のシルト質層と深さ13〜18cm の砂礫質な層との関係に示されるように，細粒な層の直上に粗粒な層がのるような層相の変化をも考慮すると，時期によってかなり変化したことが明らかである。

灼熱減量は，深さ０〜10cm で35〜40%，それ以下の層準では20〜30%で，全体としては深さ５〜10cm が最も大きい（Fig. 7)。このような変化は，無機物の混入率のそれとはほぼ逆の関係にある。このことは，無機物の混入率が高く，斜面上方からの土砂移動が活発な層準では，腐植の生成・集積が相対的に遅いことを示唆する。すなわち，今回用いた無機物の混入率から土砂移動の規模の変遷を把えるという方法は，灼熱減量から示唆される腐植の生成・集積の相対的速度とも矛盾しないことを示すものと解釈される。

V. 地形の安定性の変化

既述の両湿原の地質断面は，いずれも大まかには，無機物の混入率が低くて泥炭質な上部層・中部層と，無機物の混入率が高く，粗粒な粒子を多く含む有機質な下部層・最下部層とに区分される。

宮井（1938）は花之江河湿原では深さ40cm 付近を境として泥炭の炭化度にちがいがあるとしたが，今回の結果では，中部層と下部層との境界がこれに相当する。また，同湿原の深さ０〜100cmの花粉分析（竹岡 1971）による *Rhododendron* の増減は，今回の無機物の混入率のそれとほぼ同様な傾向を示す。*Rhododendron*の花粉は極く近い場所からもたらされること，竹岡（1971）によればこれはヤクシマシャクナゲとみてよいこと，さらに，ヤクシマシャクナゲは現在湿原の内外ではやや乾燥した微高地に生えていることから，この属の花粉の増加は，ヤクシマシャクナゲの生育域の拡大，すなわち微高地の拡大を示し，これは土砂堆の拡大を示唆するものと解釈される。また，無機物の混入率の大きさが土砂流入（堆積）の規模を示すという見解に調和的である。

同湿原の測線（Fig. 5）付近では，22m 付近の流路から上流側にはヤクシマノガリヤス（鑑定者，光田重幸氏）がかなり多く，河川の氾濫を受けつつあることを示すものの，下流側の30〜40m 地点にかけては，ミズゴケに囲まれたビャクシンやスギの幼樹（樹高10〜20cm）がパッチ状に存在して拠水林の萌芽的状況がみられ，「流路の安定性」（阪口 1974）を示唆する。このように植生から推察される湿原河川の現在の「流路の安定性」は，地質断面から推定される現在の土砂流入規模とは矛盾しない。

両湿原はいずれも沖積錐や谷底平野に発達したものである。これらの地形では，一般に土砂移動は土石（砂）流や洪水氾濫などのかたちで，大雨により生じる。したがって，無機物の著しいピークは，大雨が頻発したことによる大規模な土砂流入（堆積）に対応するものと判断される。

ところで，花之江河湿原の中心部における泥炭層基底（140〜145cm）は2675±85yrB.P.（N-3003：川村智子　未発表）の ^{14}C 年代値を示す。この値から，花之江河湿原の形成は約2600〜2700年前頃から始まったものと推定される。永田岳南東鞍部の湿原の形成期についての具体的な資料は得られていないが，花之江河湿原とほぼ同じであるとすれば，両湿原で無機物の混入率の深さに伴なう変化がよく似ていることはかなり広い範囲で土砂流入（堆積）の規模に同様な変遷があったことを示していると判断される。

以上のことから，屋久島の山地斜面の安定性の変動は次のようにまとめられる。花之江河湿原の最下部層および下部層の堆積期には不安定であり，とりわけ，下部層堆積期には顕著であった。その後，中部層堆積期には安定性がかなり増し，上部層堆積期にはほぼ安定した。

なお，花之江河湿原の下部層堆積の始まりは，泥炭層基底の ^{14}C 年代値，最下部層の層厚などから，お

そらく約2000年前以降であったと推定される。

VI. ま と め

山地斜面の安定性の変動を把える目的で，屋久島の主稜線付近の泥炭(質)層の断面構造，椀がけ法による無機物の混入率の変化などを検討し，以下の結果が得られた。

1) 無機物の混入率の変化は，層相，含水率のそれらと調和的であり，灼熱減量とも矛盾しない。また，椀がけ後の残留物は流入土砂であった。さらに，無機物の混入率の変化からみた湿原への土砂流入の規模の変化は湿原の地質断面からも裏づけられた。したがって，椀がけ法による無機物の混入率の変化と湿原の地質断面とを合わせて検討する方法は，湿原への土砂流入の規模の変化を把える上で有効である。

2) 花之江河湿原の泥炭（質）層は，無機物の混入率，層相などから，かなり分解し無機物の混入率がやや低い上部層（U）と中部層（M）と，ほぼ分解し無機物の混入率が高い下部層（L）と最下部層(LL）とに分れる。永田岳南東鞍部の湿原における無機物の混入率の深さに伴なう変化および層相の変化は花之江河湿原のそれらにほぼ一致する。

3) 両湿原への土砂流入は，周辺の地形状況から，大雨が頻発したことによるものと判断される。

4) 両湿原の形成の始まりがほぼ同時であるとすると，屋久島の山地斜面の安定性の変動は次のようにまとめられる。

花之江河湿原の最下部層および下部層の堆積期には不安定であり，とりわけ，下部層堆積期には著しかった。中部層堆積期には安定性がかなり増し，上部層堆積期にはほぼ安定した。

なお，花之江河湿原の下部層堆積の始まり，すなわち，山地斜面の顕著な不安定期の始まりは，おそらく約2000年前以降であったと推定される。

謝 辞

本論文を作成するにあたって御指導いただいた東京大学の阪口　豊先生，大森博雄先生に深く感謝いたします。現地調査の際，千葉大学の大沢雅彦先生をはじめとする屋久島原生自然環境保全地域調査隊の植物班の方々には大変お世話になり，京都大学の光田重幸先生には湿原の植物について御教示いただいた。日本大学の遠藤邦彦先生，高野　司氏には試料処理に際して便宜をはかっていただいた。日本自然保護協会の瀧口正三氏には屋久島での調査の機会を与えていただき，シネ・サイエンス社の川村智子さんからは未発表の ^{14}C 年代資料を提供していただいた。東京大学の江口　卓氏には現地調査に同行していただいた。環境庁屋久島管理事務所の三浦金徳氏，屋久島町，下屋久営林署には調査の便宜をはかっていただいた。これらの方々に対して心からお礼申し上げます。

なお，本論文は環境庁自然保護局による屋久島原自然環境保全地域調査(1983年)の結果の一部をまとめたものである。

引用文献

江口　卓 (1984)：屋久島の気候―特に降水量分布の地域性について―．屋久島原生自然環境保全地域調査報告書，環境庁自然保護局，3-26.

今西錦司 (1950)：屋久島の垂直分布．暖帯林，5，9-14.

磯　望・山川克己・米沢　宏・松原敏子 (1980)：岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度．地理評，**53**，699-720.

井関弘太郎 (1979)：自然堤防の形成について．名大文学部三十周年記念論集，245-259.

町田　洋 (1977)：火山灰は語る．蒼樹書房，324p.

町田　洋・新井房夫 (1978)：南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ―アカホヤ火山灰．第四紀研究，**17**，143-163.

宮城豊彦・日比野紘一郎・川村智子 (1979)：仙台周辺の丘陵斜面の削剝過程と完新世の環境変化．第四紀研究，**18**，143-154.

宮井嘉一郎 (1938)：屋久島の花粉分析．日林誌，**20**，400-410.

宮脇　昭編著 (1980)：日本植生誌屋久島．至文堂，376p.

OHMORI, H. (1978)： Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 10, 31-85.

大森博雄 (1983)：地形の構成と地形形成史．大矢雅彦編「地形分類の手法と展開」，古今書院，60-85.

阪口　豊 (1974)：泥炭地の地学．東大出版会，329p.

SAKAGUCHI, Y. (1982)： Climatic variability during the Holocene Epoch in Japan and its causes. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 14, 1-28.

—— and SOHMA, H. (1982)： Characteristics of bank and hollow complexes in the Ozegahara moor. *Ozegahara： Scientific Researches of the Highmoor in Central Japan*, 31-46, Tokyo.

竹岡政治 (1971)：九州地方における天然スギの分布に関する研究Ⅲ．京都府大演習林報告，16，29-33.

TÜXEN, R., MIYAWAKI, A. und FUJIWARA, K. (1972)： Eine gerweiterte leiderung der Oxycocco-Sphagnetea. *Grundfragen und Methoden in der Pflanzensoziologie*, 500-520.

上杉　陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・泉　浩二 (1979)：富士山，北・東麓の完新世テフラ累層中の斜交関係．第四紀研究，**17**，207-214.

宇井忠英 (1973)：幸屋火砕流—極めて薄く拡がり堆積した火砕流の発見．火山第2集，**20**，153-168.

海津正倫 (1976)：津軽平野の沖積世における地形発達史．地理評，**49**，714-735.

安田喜憲 (1977)：河内平野における弥生時代の地形変化と人類の居住．地理科学，27，1-14.

YOSHIKAWA, T. (1974)： Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 6, 1-14.

(1984年10月4日受理)

地学雑誌 93-6 (1984)

環日本海地域比較層序論（後篇）

小 林 貞 一

Comparative Stratigraphy around the Sea of Japan (III)

Teiichi KOBAYASHI

Abstract

This article comprises fifteen chapters on Foreword (1), From orography to comparative stratigraphy (2), Older rocks in the southwestern part of the Soviet Priomrie and its adjacence (3) and Older rocks in the east Manchurian mountainous land, South Manchuria and the Korean peninsula (4) in Part I, the Triassic and Jurassic systems in Southwestern Primorie (5), the Akiyoshi mountains and Tsushima basin (6), the Cretaceous system of the Sikhote Alin and the Sakawa orogeny (7) and the Amur subgeosyncline and the Sungari basin (8) in part II and the Cenozoic systems on the northwestern side of the Japan sea (9), from the destruction of the Tsushima basin to the construction of the shore line of the Japan sea (10), the Akiyoshi and Sakawa folded mountains (11), the Peri-Tunghai geotectonic zone (12), the Fossa Magna and Uetsu subgeosyncline (13), sundry notes concerning the Geology of the Japan sea (14) and the summary and retrospect (15) in this part, III to which a comprehensive bibliography (16) is appended.

It is well known that the Chichibu geosyncline which was confluent with the Mongolian one at the Touman-Suifung and adjacent areas, turned out the orogenic zone from the continental side by the early Mesozoic and later orogenies. As detailed here, the Triassic Akiyoshi folded mountains were located on the same line with the contemporaneous Songnim mountains in North Korea and not very far removed from the Touman area and the Sikhote Alins. The Akiyoshi mountains were later deformed and the late Jurassic inland sea to the north of the Eo-Nippon cordillera became land by the Oga orogeny causing a long shifting of the folded mountains to the south as shown in fig. 7. It is still a question how far West Japan was displaced to the south by the Sakawa orogenies in the Middle Cretaceous-Palaeocene age. It is, however, certain that Northeast Japan has advanced much more than Southwest Japan toward the oceanic side by these orogenies in addition to the Tertiary disturbances. Likewise, the Ryukyu islands advanced further toward the Pacific basin than West Japan forming a distinct flexure at Southwest Kyushu.

IX. 日本海北西側の新生界

ソ連極東の古第三系には火山岩相が発達し挟炭層を伴い純海成相を殆んど全く欠いている。沿海州南部では厚さ85～90m の Possiet 火山岩統が変形・変質した古期岩層を被うている。シコタ山地の Takhohe 河域には Danian か第三紀初頭の安山岩や石英安山岩の熔岩がタフを挟み，その上に Samaraisk 層と呼

ぶ400m 以上の熔岩や角礫岩があり，一部に50〜100m の流紋岩が認められている。

沿海州南部には下 Vinsk 層という110〜120m の含炭古第三系がある。Possiet 半島では挟炭層が玄武岩や安山岩の熔岩を伴って厚さ約80m の Zaisanovsk 火山岩層を形成している。シコタ山脈では安山岩や玄武岩が広く流出して熔岩がタフ・角礫岩・集塊岩と共に厚さ500m 弱の Kuznetsovsk 層を形成し，その間に亜炭や珪藻土を挟んでいる。

その後に強い地塊運動があり，浸蝕期を経て300m 余の Ugolovsk 統が堆積し，シコタリアンの褐炭層として重視されている。その下部は始新世の植物化石を，上部は漸新世前中期の植物化石を産するのみならず，本層は *Unio, Helix, Paludina* などの貝化石を蔵している。Ugolovsk 地区の漸新統上部とされている Nadejdinsk 統はシルト・泥岩を主とする340m 弱の潟湖堆積物であるが，炭層を欠き，淡水貝の外に放散虫が見出されている。

ソ連極東では新第三系の分布は古第三系に比して甚だ狭い。沿海州南部で古期岩層を被うている非海成層で中新統と鮮新統との間に不整合が認められている。Ugolovsk 地区では安山岩・石英安山岩を伴う砂岩・頁岩からなる Ustidavuidovsk 層は亜炭層を挟有し，植物化石や淡水貝を産し，中新統とされ，600m 以上の厚さに達する。綏芬河や興凱湖の低地でもボーリングによって亜炭層の実在が判明している。Kuznetsovsk 河流域にも中新世の亜炭層がある。

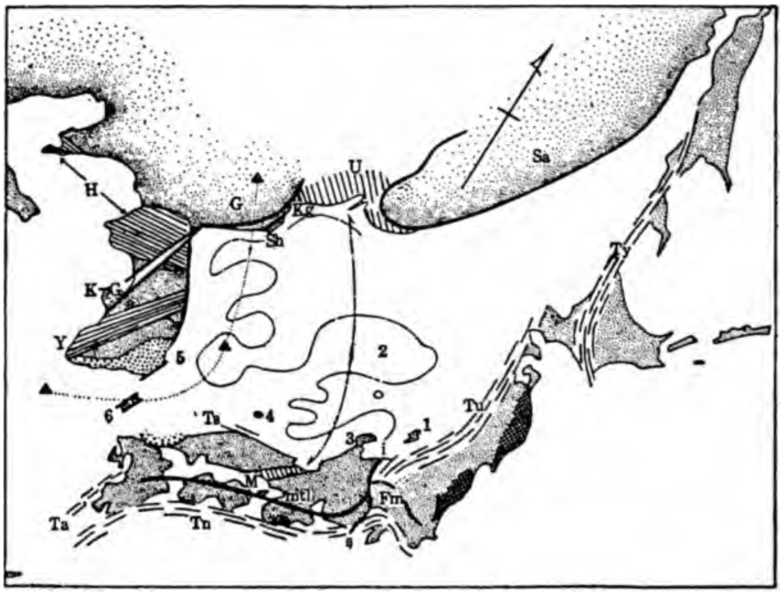
鮮新世とされている Suifunsk 層は沿海州では中新統を不整合に被うている。Peschan 半島では本層は下位から礫のレンズを挟む層灰岩と砂層（厚さ25m），植物化石を蔵する砂質，泥質タフ（7m），および層灰岩，岩礫と砂層からなる上部層の3層からなっている。植物化石群からは本統は中新世か鮮新世かを決め難い。綏芬盆地以外では本統は綏芬河と烏蘇利河間の分水嶺そのほか数地にあり砂礫と層灰岩からなり，厚さ約100m に達する。浦塩近傍の Ugolnaja 駅南方の鮮新世の海成層は *Pecten yessoensis* などの貝殻を産している。

沿海州やシコタ山脈の第四系で一番古いのは鮮新統上頂部乃至洪積統下部の玄武岩とその間の堆積物で花粉では *Pinus* が多くて今日のフローラと異なっている。洪積統中部層は粘土・シルトからなり，嘗ってハバロフスク南方の Vyazemsk 駅で *Elephas trogontheri* が発見された。当時の植物相は今よりも遥かに寒い気候を指示している。上部の洪積層はシコタアリンやウスリー河流域や興凱湖の低地などに分布する氷成巨礫や岩屑からなり，Osinovk 村で旧石器時代中頃の巨大な石器が発見されている。沖積世の2段の段丘の花粉は今日のものと大差ないフローラの様相を呈している。

最後に Vostok 湾から北方 Rudnaya 湾まで500km の間で海底ボーリングの結果表層下に潟湖の堆積物が存在する事が判明して，過去の海岸線の沈下が実証された。潟湖堆積物は3層あり，下段のものは明瞭でないが，中部層は水深19〜44m にあり，2.9万年前のもので，上部層は南で10〜16m，北で20〜25m の水深で，7000〜8000年前のものである。この南北の水深の差は地域的な沈降度の差によるものであろう（VNUCHKOV et al. 1976）。

KRAPIVNER と DANILINA（1977）によると沿海州南部 Cape Olavovskogo と Cape Gamova 間の日本海陸棚と大陸斜面では古期岩層と白亜紀末古第三紀の深成岩からなる基盤は平坦化され中新世中期に拡大した海侵によってその上を新第三系が広く被うているが，これと前後して地塊運動があり，階段状断層を生じている。そして鮮新世にはモラッセ型の粗礫堆積物が海岸から陸棚縁まで被い，鮮新・更新世間に著しい海退期を挟んで，第四紀にもモラッセ型の堆積物が陸棚を被覆する。この間度々玄武岩類の噴出があり，鮮新世以降著しい海水面の変化が認められている。

北鮮では東端の豆満地区に市村　毅（1927）が会寧統と命名した含炭第三系が碧城層群を不整合に被うていて，中新世の植物化石を多産する。それから南西方に日本海に沿った第三系が数地に点在している。吉州・明川地方では山成不二麿，立岩　巌によって竜洞・明川・七宝山の三層群が識別されている（1925）。竜洞層群の主体は玄武岩である。明川層群は主に砕屑岩堆積物で槇山次郎（1926）が中新世の介



第4図　日本海と其周辺の地質構造図(小林　1953)

大陸側：		島嶼側：	
Sa.	シコタアリン	Ty.	蝦夷褶曲帯
U.	烏蘇里	Tn.	羽越褶曲帯
G.	蓋馬高原	Ts.	宍道褶曲帯
Kg.	吉州明川地溝	Tn.	中村褶曲帯
Sh.	七宝山地塁	Ta.	天草褶曲帯
K-G.	元山-Seoul(京城)構造帯	Fm.	フォッサマグナ
H.	平南遼東褶曲帯	is.	糸魚川静岡線
Y.	沃川褶曲帯	mtl.	中央構造線
		M.	舞鶴褶曲帯
点	対島盆地		
1	佐渡	4	隠岐
2	大和堆	5	迎日湾
3	能登半島	6	対馬

化石を記載している。両層群は蓋馬高原の東南側で非対称的な地溝を形成して，所謂咸鏡系の大断層系で七宝山地塊と境しているが，主に火山岩やタフからなる七宝山層群はこの地塊から明川地溝の一部に跨がって分布している。半島南部では迎日湾近傍の第三系を立岩は長鬐・延日の両統に分けたが，多くの新研究があり，延日統は中新世の海棲介化石を蔵している。分水嶺を越えて黄海側では僅かに安州・鳳山に古第三系があり，鳳山からは始新世後期の哺乳類が報告されている。

東満山地でも第三系の分布は限られている。撫順炭田の挟炭第三系の植物化石については FLORIN や遠藤誠道が研究して，漸新世あるいは始新世後期とされていた。当地の古第三系は (1) 玄武岩層，(2) 玄武岩凝灰岩夾B組煤層，(3) 凝灰岩A組煤層，(4) 本煤層，(5) 油母頁岩層，(6) 緑色泥頁岩層の順に重なり，第2層中の胞子や花粉は暁新世を指示している（宋・曹　1976)。

X. 対馬盆地の崩壊から朝鮮半島の日本海海岸の形成まで

侏羅紀末から白亜紀初めにかけての大賀造山は松本達郎らの長門西部・北九州の 吉母層を含む硯石統の精査結果，豊西・下関両亜層群すなわち 関門層群の堆積前後から堆積中にも地殻変動が繰返えされていた事が判かって来た。それのみならず その後の研究に依って白亜紀から第三紀初期にかけての火山活動についても多くの新知識が加えられた。朝鮮半島側でも洛東統下に石徹白層群または豊西層群に対比される卯谷層があり，その上に重なる慶尚層群も盆地形成上では下部洛東統に相当する新洞層群から，新羅盆地へ発展して青松山地北側に英陽盆地が形成され，それら盆地に堆積した下陽層群，そしてその後，英陽盆地が消滅して新羅盆地にのみ堆積した柳川層群と慶尚盆地（広義）にも複雑な変化があり，また，下陽層群は洛東統上部から新羅統主部に跨がっているのであるが，新羅統の基底部には著しい礫岩相の発達するところがあり，下陽期中にもまた後背地の隆起があった。それのみならず，沃川帯南西部の変成帯では，白亜系の鎮安・全州両統など また非変成帯東北部では赤角里層などの堆積盆地の形成とその消滅がある。この様に朝鮮側でもまた，白亜紀前中期中に地殻は動揺していた。それにもかかわらず朝鮮側の嶺南山地と西日本側の大賀褶曲山地との間に対馬盆地または双生盆地が変形しながらも存続していたのである。そしてその位置は松林・秋吉両山地の対立した中生代前期から見ると大賀山地は遥かに南下していた。恐らく現在の半島との相対的位置よりも若干北東に寄っていたであろう。そして対馬盆地の崩壊と共に西日本は現在位置にまた一歩近づいたものと考えられる（第７図）。

中篇で既に述べたように 沃川帯東部では白雲山向斜が弧を描いて東南に腕曲し，咸白山断層 で 切断 され，更にそれ以東でも断層で切断されている。ここには大同統に属する盤松層は欠けているが該断層以西で同層と共に褶曲帯を形成している平安系および それ以前の地層は中上部白亜系と考えられている下位の赤角里赤色岩層と 上位の高基白色凝灰岩に被われている。そして石英斑岩が噴出し上記断層に沿って花崗斑岩が貫入している。これら一連の火山活動は新羅後の仏国寺火山活動に帰せられているが，その時代はこの火山活動と花崗岩類の侵入も含めて白亜紀後期から第三紀初期に及ぶ間のものであろう。

慶尚盆地の北西隅にある義城の楔状地では 北東に緩斜する慶尚層群上へほぼ東西に走る安東断層に沿うて北側地塊が衝上している。その地塊の東方にほぼ正方形の同層群の英場盆地があり，その北縁にも亦先寒武紀岩体が南へ衝上しているようである。この盆地南東方の海岸に近い寧海の新羅統は南北性の大白山断層系で切断されている。

中国地方地質誌（1984）によると 上記とほぼ同時代の火成活動に伴って周南層群や阿武層群などが形成された。また深成岩類中では山陽帯の花崗岩（65-110Ma，多くは75-95Ma）よりは山陰帯のもの（30-65 Ma）の方が若い。当時の深成岩の侵入は単に対馬盆地の周辺に限らず，更に極東の大陸部の広い面積に及んでいて，そのための広大な隆起地域が浸蝕され，満鮮山地では古第三系は撫順・安州・鳳山などの極小区域に見られるのみである。因みに鳳山炭田に *Mya* などの海の貝が出る（1926）と云うのは誤りである。

この陸化浸蝕の結果地形は老化した。朝鮮半島中部の典型的な横断面で見ると，大白山山脈が日本海に近く走っていて黄海へ向かっては緩斜している。この断面には未完準平原の波状の高位平坦面が山脈の中軸に残存している。これを六百山面と呼ぶ。この遺物は次第に西へと減少するが，切峯面は六百山面の非対称的隆起を示している。黄海側では驪州面と呼ぶ低位平坦面が西に展開している。そして漢江に沿ってこれを追跡すると忠州附近を境として山地内を蛇行する漢江には数段の段丘がある。吉川虎雄の精査結果４段が識別されていて，非対称的隆起は繰返されたのである。

高位平坦面は蓋馬台地にも展開している。斉藤林次（1939）は六百山面を東満山地の牡丹江流域まで追跡している。北鮮では蓋馬台地から急斜面で日本海に降下し，そこには先寒武紀基盤をアルカリ玄武岩を主とする竜洞層群が，そしてその上に弱い不整合関係で明川層群が重なり，そのうちに中新世初期の介化石を産する。これら両層群は北東性の咸鏡系断層に切られて非対称的な地溝を形成し，日本海側に七宝山地塁がある。そしてこの地塁と地溝は共に七宝山火山岩層に被われている。その時代は恐らく鮮新世であ

ろう。何れにもせよ，蓋馬台地は上記の断層運動を伴って著しく隆起したのである。

大白山山脈の横断面では日本海側は急斜面で，三陟近傍に上部中新統があり，これは第三紀中葉の断層運動後の狭い低地をうずめている。この海岸沿いにも平坦面が残存していて横東面として一括されるが，ここでも亦隆起が最近まで繰返された。これを要するに朝鮮半島の日本海岸線は斯様にして形成されたのである。即ち白亜・第三両紀の推移期に対馬盆地が崩壊して，第三紀中葉以降の断層を伴なう非対称的地背隆起によって現海岸線が形成された。

XI. 秋吉山地と佐川山地

既に日本海北西側の地質を見て来たので，ここではまず北西側から見た秋吉山地についての所見を述べる。四半世紀前に私は西日本の秋吉山地は舞鶴地帯（松下　1950）によって東西に分かたれているが，これは西から山陰背斜・舞鶴向斜・北陸背斜らの3胚芽波曲から発展して来たからである。そしてこれらは皆佐川山地の帯状構造とは斜交的であると述べた。嘗って私は夜久野塩基性岩類は志高後の産物として解釈を進めたのであるが（1950），夜久野複合岩類の主体は二畳紀よりも古く石炭紀に遡ると云う（松下　1971)。従ってこの地帯の胚芽波曲は少なくとも二畳石炭紀には開始していたであろう。佐川サイクル執筆当時の秩父古生層は今日では中古層ではあるが，内帯東西の中古層に秋吉・山口両相の対立のあることにも無関係とは云えない。しかし上記の三波曲が生層序学的に明瞭に確認されるのは三畳紀以降である。

三畳紀前中期には古舞鶴湾が浦塩近傍まで奥深く延びていた。西日本内側では舞鶴帯が南西に斜走し，瀬戸内海に近づいて上郡帯が南東への海の広がりを暗示している。西日本外側では田穂石灰岩が舞鶴帯の延長を示しているが，宮崎県の上村層や高知県の黒滝石灰岩が東西への湾の広がりを示している。この湾はラディニックには海退的となるが尚且浦塩のキパリソボ組が海被の残存を示している。

三畳紀後期には秋吉山地西部に美祢・成羽・志高等の半海成層があり，浦塩西方対岸の蒙古街層と対峙している。舞鶴帯では難波江層が堆積した。山地東部には介化石層は伊吹山近傍にオコチカ層があるのみである。飛騨高原は広く陸化していた。そして侏羅紀に至って来馬盆地を生じた。このライヤス半海成層は西部の豊浦統下部のライヤス海成層に比べると著しい厚層である。これは恐らく，秋吉深成活動が山陰背斜から北陸背斜へと進展した為ではあるまいか。飛騨高原では船津花崗岩類の貫入が拡大して遂に内帯中央線（1951）を生成した。この様な胚芽褶曲から深成活動への過程で日本弧の西翼を斜交性が支配していたことは秋吉造山に伴う流動の展開を考察する上で特筆す可き事実である。

秋吉・佐川両造山帯はその中軸に変成相のある所謂アルプス型の造山帯である。そしてその両変成帯は夫々に内側の過岩漿帯と内側の減岩漿帯が対をなしているのが典型である（1941)。この両者が後に高温低圧帯・高圧低温帯と呼ばれているものである。

飛騨変成岩帯ではその南縁から10km も北の石徹白近傍で石灰岩を伴う中部石炭系の roof-pendant のある事が判っていたが，先寒武紀のレプタイト岩類に比較された宇奈月変成岩類中の石灰岩からもモスコー紀の有孔虫が発見された（広井・藤・沖村　1978)。また猪郷ら（1980）は福地地方で奥陶紀の化石を発見した。このようにして秩父地向斜が旧古生代に実在していた事，そして飛騨変成岩類に新古生界の変成層が含まれている事は確証された。三畳系中の上麻生礫岩中に発見された20億年に及ぶ古い変成岩礫の由来は日本地質学中の謎であるが，秋吉山地内側の古い地塊が何等かの示唆を与えている。

この問題を将来の追究に残して，私は嘗つて放散虫岩相の移動を造山運動による地向斜の移動の顕著な事実として，これを考察し西南日本内帯では二畳紀に終り，外帯では三畳・侏羅紀に秩父帯から四万十帯に移動し，蝦夷地向斜では旧白亜紀まで存続したと考えたのであった（1956)。しかし最近約四半世紀に先づ三畳紀の錐歯類が秩父古生層中の随所に発見され，続いて侏羅紀の放散虫も亦西日本の内帯を含む各地に見出され，以前の古生層は約一世紀前に巨智部の命名した中古層に外ならなかった事が実証されて来た。これを換言すれば秋吉山地の南側に秩父地向斜が侏羅紀後期まで残存していたと言う事であって，現在の

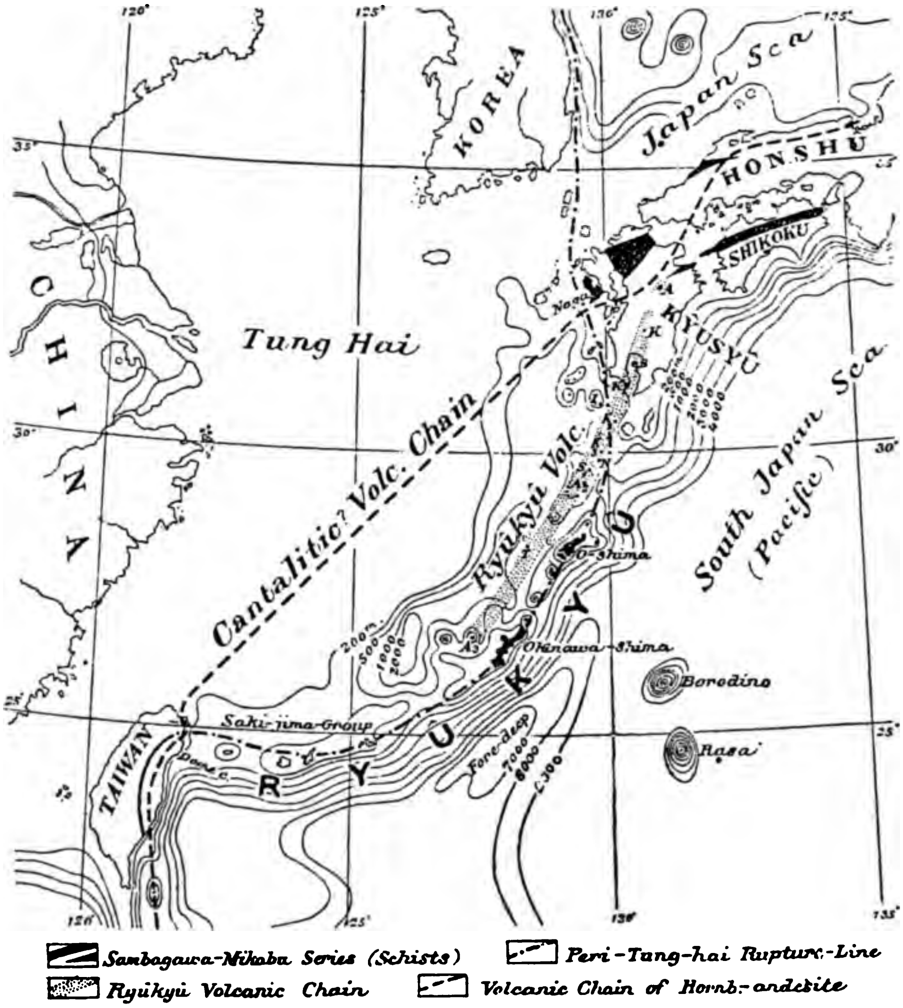
知識では大賀造山に依って遂にこの地向斜が南移したことになる。

この移動に先立って侏羅紀後期に古生物地理上で秩父帯には鳥巣暖海があり，阿武隈東麓も暖流に洗れていた（田村 1971)。これに反して北方系の菊石は北上山地南部から，関東北西部を経て，飛騨山地まで追跡される。そして二枚貝でも亦日本弧内外両側の対立は顕著であった。前者は公海性，後者は内海性で（速水 1961)，その間に原日本脊稜（Eo-Nippon）が少なくとも島列として介在していたことは否定し難い。この様な隆起軸が何時から存在していたかが重要問題である。

私は佐川盆地の研究を初めは単独で，後には協力者と共に進めて来たのであるが，この共同研究を一段落にしようとした時に私は計らずも盆地東北部の妹背石灰岩中にハリサイテスを発見した。これは西日本で見つかった最初の志留紀化石であった。そして現在では球磨紀伊山地の秩父帯中に広く分布している事が判った。内帯でも福地北方に志留紀三葉虫の *Encrinurus* が出て来た。秩父帯ではまたナウマンが Mesozoische Mulde と称している盆地列に蛇紋岩や花崗閃緑岩を伴っている。石原與郎（1931）は先づ佐川盆地でこの蛇紋岩を，そして杉山隆二（1936）が盆地西北部の横倉花崗岩類を研究した。その頃和歌山県湯浅地方にも花崗閃緑岩類があり，井上重一は名南風鼻（ナバエ）で御荷鉾系（？）輝岩を伴っていることを見出し，堀越義一（1956）がこれらを研究して外帯各地のこの種岩類の総括をした。これらの地層岩類が秩父帯中の今日云うところの黒瀬川構造帯を構成している。横倉山ではその後泥盆紀植物化石が発見され，そして最近では二次堆積の奥陶紀錐歯類も報ぜられている。すなわち外帯の秩父中古層も奥陶紀まで含まれている。横倉山の志留紀含三葉虫石灰岩は礁の外側の堆積物であり，最近私の記載した頭足類も石灰岩礫岩中にある（1953)。換言すれば当時の浅海堆積物であって，泥盆紀植物化石も併せ考えると，当時の地向斜内の隆起軸を示しているのではないかと考えられる。二畳石炭系としては土佐山の *Corwenia* 石灰岩，下山石灰岩，低鹹度性 *Actinodontophora* フォーナを含む桂砂岩，休場式礫岩，球磨層を典型とする礫岩相の発達，浅海棲の河内ケ谷フォーナ・最近九州・四国で発見された Megalodontids など先鳥巣の堆積環境の考察上注目す可き資料が少なくない。層序としては西九州の田浦・松求麻層や四国桜谷地方の河内ケ谷統などの上部三畳系基底の不整合がある。これらを通覧すると秩父帯中帯，或いは黒瀬川地帯は屢々浅海化し，また三畳紀には少時陸化し，二畳紀には近くから粗粒物質を受けている。九州中部の水越層中にも種々の花崗岩その他の巨礫が含まれている。将してこれらの事実から見て隆起性地帯に対して秩父中帯と云う狭い地帯のものか，全秩父帯程度のものか，或いは仏像線以北の外帯乃至中央構造線を越えて内帯に及ぶものか，この隆起帯の消長は興味ある問題であり，原日本脊稜の起源を探ぐる場合，密接な関係がある。しかし原日本脊稜が最も明瞭に表現されているのは侏羅紀後期である。そしてその位置は内側の秩父地向斜と外側の三宝山地向斜との間にあるのであるから，問題は佐川山地の中軸変成帯である。ここには長瀞変成帯と領家変成帯とがあり，後者は約17.5～95my に形成されたものであり，前者の形成は夫れに先立って始まっているであろう。しかしこの変成帯は西日本の帯状構造の一員であって，明らかに秋吉山地の斜走構造を切っているから来馬以後でなければならない。そして領家変成は中央構造線の形成へと発展したのである。その鹿塩時階は宮古世前であろう。その間の変成帯の隆起帯の古地理的表現が原日本脊稜であり，その背後に生じた秋吉山地の二次的変形が大賀造山であり，その結果侏羅紀末を以って秩父地向斜の内海は完全に陸化した。そして佐川山地の外側では第三紀初頭までに三宝山地向斜から四万十向斜への移動を生じたのであった。それが西日本の佐川造山であった。最近の木村らの探求によると中央構造線以南に多くの Decken を生じ，デッケン重畳（Deckenhäufung）が遂には仏像大衝上断層（Grand Butsuzo Overthrust）を形成した（1983)。

XII. 縁東海地質構造帯

縁東海地質構造線（Peri-Tunghai Rapture Line）は小藤（1916, 5-6頁）によるとコレア東岸から恐らく台湾に達す東亜第一級の地質構造線で東シナの全浅海を抱いている。これは長期に互って活動を繰返し



第５図　縁東海地質構造線（小藤　1916)

た破裂線である。琉球弧では前縁盆地への押かぶせ断層運動で，恐らく逆方向からの突込み断層を伴い，白亜紀と含 *Lepidocyclina* 第三紀の間に生起し，その後も垂直運動があり，ここでは地震が今でも屢々起っていると云う。この線は山化した朝鮮半島の東岸から山化進行中の琉球弧へと異質的な地域を貫いて引かれている。勿論これは簡単な構造線ではない。私はこの地質構造帯を朝鮮半島と琉球・台湾およびその間の九州の南北両部に区分し，その新白亜紀以降の変動期を５階に分けた。そして南北の間では変動の形式にも相異があるが，活動期にも交互的傾向のあろうことを指摘した (1941)。その後松本 (1962) は九州地方地質誌中で九州を南北に３分し更に南九州を南北に切半し，九州新生代地史を３期に分けた。私の試案（日本地方地質誌総論　第８表）のⅠとⅡ，Ⅱ—Ⅳ，Ⅳ—Ⅴの間が松本の前・中・後期にほぼ相当している。

朝鮮半島に就いては既に述べたのでここでは九州を中心にして対馬盆地解体以後の地史を考える。白亜紀には宮古後期以降古不知海の内侵に始まり，大野川盆地の沈降があった。その後第三紀初頭には海水は中村地向斜へ退いてその北は大陸の沿岸地帯となるが古第三紀から中新世の間に再び古不知海から内侵が

あり，挾炭半海成層乃至浅海成層が中国西端部や石槌山に達することもあった。これらの中北部の諸層群は断層や傾動乃至弱い褶曲を受けているに過ぎない。これに反して南部では木村に依ると白亜・第三紀漸移期中に仏像大衝上断層運動があった。これは恐らく四万十地向斜から中村地向斜への沈降の中心の南進を省したのであろう。そして，中新世の諸地殻運動があり，四万十・中村褶曲帯が形成された。その上を宮崎層群及びその後の地層が被覆している。

地質構造上で小西（1963）は佐川造山帯の延長が琉球列島へ延びていることを明らかにしているが，南九州では球磨紀伊山地が急に南折して北薩彎曲を形成している。ナウマン（1985）が Urgneiss として以来矢部がリヒトホーフェンの長崎三角地域を強調する論拠となった問題の Sonokigneiss を含む彼杵半島の変成岩類を私は当時の定見に従って佐川中軸変成帯の延長と仮定して天草下島西岸の変成岩と共に三波川帯が北折したものと解釈した（1941)。当時三群変成岩類が北九州で南に凸な弧を描いている事は判っていたに過ぎなかったが，その後三群変成岩類の筑紫弧が反転し，秋吉中軸変成帯が南折すると解釈する方がむしろ可能ではないかと考えた（1956)。すなわち彼杵薩摩の両彎曲および両者間の天草—甑島の褶曲などがかく解することに依って相互によく調和する。そしてこの南折彎曲は琉球弧が球磨紀伊山地乃至西日本よりも一歩南方に前進した事になる。換言すれば日本弧が琉球弧と共に移動し得なかったのである。

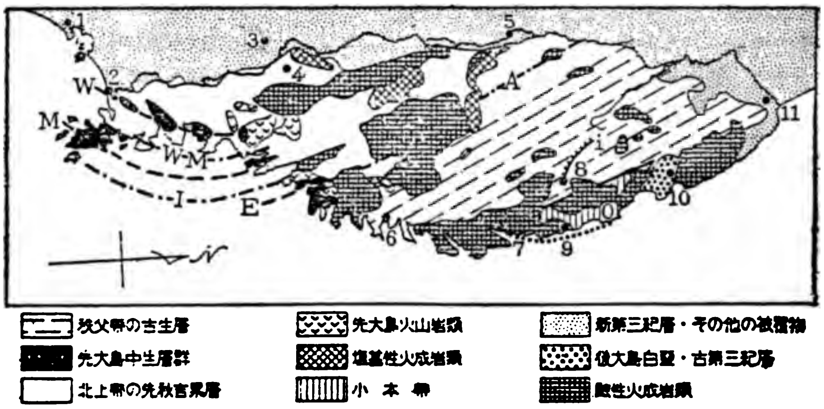
最近中国地方では白亜紀後期から古第三紀にかけての火成活動が山陽側から山陰側へ進行した事が判って来た（今村他，1984)。これは恐らく広大な地背隆起を生じたであろう。事実広島・島根県境の作木火山岩類中に挾在していた暁新世の摺滝植物群は唯一の例外的存在で当時は四万十地向斜（広義）以北の広域が陸化浸蝕されていた。しかし始新世以降中新世に至る間に九州北西側の海湾が出来，その奥地の堆積物は挾炭半海成相となっている。渡辺久吉（1938）は始新世には日本海西部の河川が玄海灘のあたりに注ぎ，漸新世にはこの流域にまで海湾が拡大していたであろうと想像した。将して夫れが夢であるかどうかは今後の海底地質が決定するであろう。

兎も角既述の如く中新世には朝鮮半島の東南側を海岸線が走り，暖流が明川地方までは到達していた。また対馬海峡や朝鮮海峡の海底から *Thyasira bisecta* その他の新第三紀貝化石が採集されている。

中新世は日本では第三紀随一の海侵期で古第三紀に平坦化された中国地方の未完準平原上に海水が氾濫した。中部地方以西の日本海に近い中新統中に産するタコブネが当時すでに今日の如く裏日本の沿海に群生していて今日と同様寒風に会って突然急死して埋没したであろうことを暗示しているのは面白いことである（1956)。中新世には既に原日本海（Proto-Japan Sea, 1956）があり，暖流と寒流が往来し，その南側は多島海化していたので当時の古地理は今日の日本海と余程違っていた。西方では対馬のあたりで西南方の海を通じ，東方ではフォッサマグナ及び更に東北方で太平洋と会していた。鮮新世の日本の海岸線は今日のものと非常に近くなった。しかし第四紀になっても日本と大陸との間にはなお陸生脊椎動物の往来があった。しかしこれらの海面変化は造構史上の日本弧の移動と如何程関係があったかは別の問題であろう。

対馬の対州層群を立岩はダニアンと考えた。しかし，そのうちには漸新・中新両世を指示する陸生植物や海の化石を蔵している。そして北東性の褶曲軸を持ち中新世以後と思われる石英斑岩や花崗岩類に貫ぬかれている。対馬はその後の地塊運動によって生じた地塁であろう。

之を要するに対馬盆地の解体運動は大白山断層系や安東衝上などから見てその東側地区が若干南にずれたと考えられる。それと前後する仏像大衝上断層に依って佐川山地の南北幅員は短縮されたであろう。そのために日本弧と朝鮮半島との相対的位置が如何様に変化したかその詳細は今後の研究課題である。第三紀中葉乃至新第三紀中葉の間に琉球弧は球磨紀伊山地よりも一歩南へ前進した。これは九州パラオの海稜以西のフィリピン海盆とそれから東方小笠原・マリアナまでの四国海盆とで西日本や琉球の新生代褶曲帯とその前地との関係が東西で相異したために両者のつなぎ目に南折彎曲や斜走褶曲を生じた。しかし西日本と朝鮮との相対的位置には著しい変化はなかったであろう。対馬地塁を生じた地塊運動でも亦日鮮間の距離は大して変化しなかったであろう。



第6図 北上山地の地質構造（牡鹿彎曲）図（小林 1951）

1塩釜 2石巻 3一ノ関 4長坂 5盛岡 6釜石 7宮古 8岩泉
9小本 10久慈 11八戸

W	西列の前大島中生層群	WM	中・西列間の中間背斜軸
M	中列の前大島中生層群	I	主軸背後の逆入帯
A	北上複背斜の主軸	E	東列の前大島中生層群
i	岩泉地溝状陥没帯	O	小本帯

XIII. フォッサマグナと羽越亜地向斜

ナウマン（1885）は東北日本と西南日本が Grosser Graben der Bruchregion で分かたれているのを看取した。そして後にこれを Fossa Magna すなわち Great ditch と呼んだ（1893)。フォツサマグナの西境は姫川・諏訪湖・静岡を過ぎる線で限られ，西南日本外帯はその東端で破綻を生じ，N氏の所謂赤石楔状地（Akaishisphenoid, 1885）が天竜川に沿う赤石裂線でその西側を限られている。フォツサマグナの東側では関東山地が赤石楔状地と対峙していて，中央裂線（Medianspalte）はその北側から北上し，日本弧の北翼では阿武隈・北上両山地が外帯に位していると説いた。原田はこれに反して南北日本の両弧が中部日本で対曲（Schaarung, syntaxis）していると考えらたが中央構造線はN氏と同様北上・阿武隈両山地の西側を北上すると云う。これに反して小川琢治は関東・日高の両山地は外帯に，阿武隈・北上の両山地は内帯に帰属し，関東山地が北西性の構造をしているのは北日本が東へ辷動した為であると考えた。リヒトホーフェンは日高・北上・阿武隈の3山地は南北に走る相異なる地帯の地塁であると称している（1903)。

白亜紀中葉に佐川造山帯が形成されてその南北両翼の外帯末端部に位した赤石関東両地塊が八字型の対峙姿勢を取る。そのために関東山地は旋回し，足利・八溝・阿武隈等の子牛線的地塁は関東盆地下を斜走すると想定した関東構造線帯に沿うて東漸した（小林・大塚 1938)。この構造線帯を保証する事実がその後次々に見出されている（猪郷久義ら 1980)。佐川山地北翼の非変成帯をなす北上褶曲山地が宮古統堆積前の大島時階に完成したことは確実であるが（1941)，夫れに先き立って北上南部で上部三畳系一下部白亜系の諸統が次第に三列の向斜を形成した。そして遂に大島時階にその南端に於いて牡鹿彎曲（第6図）を生じていることも明らかである（1948, 1951)。夫故この山地は阿武隈山地よりも一歩東へ前進したのである。最近では北部北上の先宮古層群が西南日本の三宝山一四万十帯にほぼ対応することも次第に分明して来た（小貫 1981)。大島造山以降，第三紀中葉まで東北地方は平穏で太平洋岸に新白亜系や古第三系が点在しているがあまり変形していない。

木村が近著（1983）で力説しているようにフォッサマグナの東側で関東構造線の両側間に著しい地質構造の喰違いがあるように西側ではこれと対応して赤石裂線の両側間に地質構造上の著しい破綻を生じてい

る。この両構造線間に拡大した大フォッサマグナは佐川山地が東北，西南の両翼に分裂してからも，特殊の変形をした。既述の如く（1941）小仏・瀬戸川両層や御坂層などの東西の対峙を見ると，両側の第三系の対曲的構造の頂角が繰返し両側から圧迫されて，そのために古いもの程狭められて鋭角をなしている。これは将さに木村（1983, X－29図）によって明示されている。当然糸魚川・静岡線も応分の変形を蒙った。夫れのみならず秋吉山地も亦著しい後屈（Back bending）をしている事が北アルプスや関東北部の古期岩層の構造から明白になって来た。佐渡北端の古期岩層の位置付けがこの後屈を一増明白にするであろうが，夫れと同時にこの後屈が佐川輪廻，あるいは佐川系列の地殻運動以前からきざしているのではないか否かが問題である。

東北日本では第三紀中葉に北上・阿武隈などの地塁の西側が火山活動を伴って陥落し，その上に中新世の海が拡がった。これは中生代山地が崩壊して二次的に生じた羽越亜地向斜で，西日本では隠岐・松江地方にその延長が求められる。この亜地向斜は更にフォッサマグナへも拡がったのでその結果の地帯に所謂瑞穂フォッサマグナ褶曲帯が形成された。新第三紀中頃の地殻運動で東北日本では脊梁山脈が隆起したので東半は一部が海被を蒙ったに過ぎない。そして第三紀末には脊稜山地のみならず西方の出羽丘稜までも褶曲運動が拡がった。その後の海岸線は現在のものと大差ない。

羽越亜地向斜は北上して北海道の渡島半島に達している。更に北上して礼文島やサロマ湖附近まで行くと *Pulchellia* を産する中生層があり，特に後者は沿海州のフォーナとの接近を示している。南樺太西方45km の Moneron 島は礼文島と同じ海稜上にあり，この島には火山岩を主とする地層のうちに中新世中期の海の化石を産する。この島の4000m 余の堀鑿結果，3000m 余の白亜系があり，その下に数百 m 以上の侏羅系があり，共に火山性物質に富んでいることが判明した。PISKUNOV & KNVEDECHUK (1977) はこの島を蝦夷地向斜の西縁部と考えている。Tatar 海峡，すなわち間宮海峡では樺太の褶曲帯はシコタ山脈と接触している（ANTIPOV et al. 1979)。夫故羽越亜地向斜はこの海峡から遥か南方の礼文島の西南方で尖滅していることになる。換言すれば日本弧の北翼は関東地質構造線に沿うて太平洋側に移動したけれどもその移動量は北方地塊ほど減少するのである。

このような日本弧北翼の東漸によって両翼との間にフォッサマグナが形成された。その主要変形は佐川褶曲山脈生成の末期であった。このような破綻を私は嘗つて両翼の前地，すなわち海底下の障害物の抵抗の相異に帰していた。今様流に云えば東西海洋板塊（プレート）の活動の相異と云うことになる。斯様な差別的移動は第三紀中葉にも再起して既存の秋吉佐川山地も崩壊して羽越亜地向斜を生成したのであった。この東北日本の東進は日本海北東半の割合に簡単で大きな日本海盆の形成と不可分の関係があったであろう。

XIV. 日本海の地質に関連する若干の問題について

1) 海底地質はこの論文の本来の対象からは外れているのであるが，日本海をめぐる地域の比較層序論としてそのうちに抱かれた日本海の海底地質を考慮の外に置くことは出来ない。夫故手近かな内外の文献を通覧した。この分野での最近の進歩はまことに著しいが，名称がまちまちで，その取らえ方も千差万別で，認識と所見に相当の混乱があるようである。それらを通覧してその概要について見ると，

日本海盆，中央海盆，日本深海平原などと称せられる3000m 以上の深海が日本海の中央よりやや北に偏して東西に拡がり，その北西側は急斜して北鮮とソ連沿海州南部の海岸線に達する。その西南側には約200km の幅でほぼ元山以南に朝鮮半島から海台が延びているが，京幾・嶺南両地塊延長上の南北両台に分かたれている。この朝鮮海台から約27億年の片麻岩や19—22億年の花崗片麻岩，花崗岩類などが報ぜられている。その南に対馬海谷または海盆と呼ばれている凹所が北東に延びて朝鮮海台と大和堆を分けている。夫故朝鮮海台までが所謂 Koreo-Chinese massif であると云うことになろう。

1000m 以浅の裏日本沿岸帯は北海道の渡島以南で沿海州や朝鮮半島東岸とは数倍の幅で南下し，特に隠

岐のあたりで突出している。大和堆はこのあたりから大きな能登半島形（Notoid）をして突出し，その頸部の西に対馬海谷または海盆が，また東に大和海盆とか本州海盆と呼ぶ凹みがある。広義の大和堆はその先きの先端部で北東性の小海谷で南北の大和堆に分かたれている。北大和堆では先寒武紀（？）変成岩類が中生界や新第三系中の礫として産出している。古生代の変成した堆積岩，火山岩，貫入岩，600m 以上の厚い含炭下部白亜系などもある（BERSENEV & LELIKOV 1979, KOVYLIN 1980）。

LELIKOV ら（1980）によると南の大和堆から古第三紀の花粉が得られ，北稜からは旧白亜紀の花粉が採集されている。この白亜紀層は古生代の花崗岩類を被い，古第三紀層に被われ，更に上に第三紀の玄武岩がある。MARKEVICH（1981）は北大和堆の Albian 花粉を研究して *Classopolis* その他の花粉が非常によく保存されている点から大和堆が嘗つて dryland であった時に埋蔵されたものであろうと云う。そしてこの花粉の集合がソ連沿海州南部のニカン統のものに近似していると称している。

浦塩西方の大陸斜面には沿海州の原生代花崗片麻岩や花崗岩類が，その北方には後期原生代の角閃岩・斑糲岩・花崗岩類がある。またこの地方の陸棚や大陸斜面に古生代の堆積岩・火山岩・深成岩があり，三畳紀・侏羅紀・白亜紀等の地層がある。白亜紀後期の花崗岩類や白亜紀後期乃至古第三紀の火山岩類はシコタアリンの大陸斜面に広く見出されている。これらの事実は大和堆が沿海州南部と西日本を結ぶ間の飛石とも称す可きもので，流動の途上で地塊化されたのであろう。

朝鮮半島では，平南・沃川の両褶曲帯が地塊と交互している。そして京幾・嶺南の地塊は沈水して上記の南北海台を形成している。七宝山地塁から鬱稜島に至る線が朝鮮海台の東限を示し能登型隆起からは対馬海谷によってへだてられている。

2) 現在の対馬・朝鮮海峡は120m 以浅で東支那海から裏日本に繋がる陸棚上にある。小藤の所謂対馬盆地が白亜紀に韓国側と日本側と共通の大盆地であったか，両側で独立した双生盆地であったかは容易に明言し難い。何れにもせよ硯石盆地は中国地方中部にもあれば篠山盆地もこれに属している。また南鮮では沃川変成帯・褶曲帯にもあり，また北鮮にも白亜紀盆地は存在した。そしてそれらは皆白亜紀後期乃至第三紀初頭には消滅した。しかし既に縁東海地質構造帯の項で論じたようにその後幾多の変遷を経て今日の対馬海峡となった。そしてその背後には対馬海谷があり，この海谷にも未知の長い地史があるであろう。

3) 現在秩父地向斜では奥陶紀化石が最古の記録である。しかし沿海州南部には興凱地塊があり，また南方の陸棚・大陸斜面まで類似の地質が認められる。しかし私が初めて環日本海比較層序論を提示した昭和24年頃には烏蘇利南部では二畳石炭紀までしか判っていなかった。現在では蒙古地向斜と秩父地向斜がこのあたりで合流していたことはほぼ確かである。

近著「泰国・馬来半島および近隣の地史」本誌92巻5・6号で述べたように，秩父地向斜を南に追跡すると最古の化石層は琉球弧および台湾で二畳紀，比島で石炭紀，ボルネオで泥盆紀，タイ・馬来半島ビルマのシャン高原で寒武紀後期そして雲南西部では崗山期の三葉虫層下に海綿などを含む約2400m の中下部寒武系，その下に震旦系が整合しているのである。そして金沙江を北上すると寒武系が千枚岩・石英片岩に変質しているのである。更にヒマラヤ・後ヒマラヤ山系でも寒奥両系があり，その下に震旦相当層が続いている。秩父地向斜でも奥陶系下に寒武系・震旦系があっても何の不思議もない。勿論その地向斜或いは沈降帯が正地向斜的性格を持った時期は別問題である。アジア内陸の大蒙古地向斜が震旦紀に存在したのみならず，大陸縁辺のヒマラヤ・秩父両地向斜も亦，震旦紀に存在したのである。そして両者の間に東洋ヘテロゲンがあり，東に向って幅広くなるが遂に秩父地向斜が北上して蒙古地向斜と会合していた。

4) 秩父地向斜から発展して来た日本弧は花綵列島の典型で，その前面に近く海溝があり背後には日本海の海盆がある。アリューシャン列島，カムチャッカ千島，琉球など西北太平洋の諸弧はこの類型に属している。大西洋側のカレドニア山系が欧州大陸に，またアパラチヤ大陸が北米大陸に弧の凸面を向けているのと対称的にこれら西太平洋の諸弧は皆太平洋側に凸面を向けている。これらのアジア大陸東南縁の花綵列島の外側にも大マリアナ弧があり，伊豆七島・小笠原・マリアナ・ヤップ等の海稜があり，或いは弧

列をなし或いは雁行して遂にハルマヘラに達している。安山岩線はマリアナ弧を通じて南下している。そしてヤップには角閃岩その他の緑色片岩があり，塩基性火成岩を伴っている。またマリアナ諸島には放散虫角岩・花崗岩・閃緑岩・角閃石片岩などの礫を古第三系が含んでいることを田山・吉井らが明らかにしている。これらの島々には第三紀以前の地史がある。この大マリアナ弧は中部日本でフォッサマグナに会する。その延長上に大和堆や大和海盆の起伏を生じている。そして日本海の彼方に興凱地塊があるのである。東北日本と西南日本の地質構造の違いは太平洋海底と大マリアナ弧に縁取られた低位剛塊或いは海洋剛塊（Pelagen），との相互反応の地域的相異である。西日本と琉球との間の後者の前進も亦大マリアナ弧内の九州・パラオ海稜に縁取られた西部の比島海盆と東部の四国海盆との相互反応の違いによるものである。

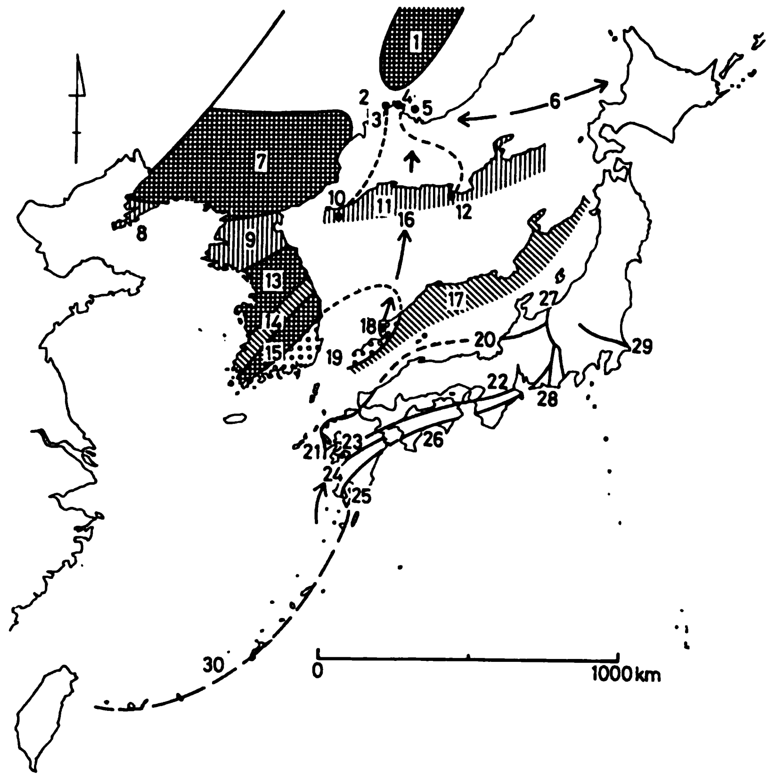
5)　35年前私が指摘した西日本の沿海州南側からの移動の所説は四半世紀程前から段々多くの研究者が認めるようになって来て，思いおもいの古地理図を示している。これは移動の様式に就いての意見の相異もあるが，現状のままで日本を移動して古地理図が復原出来るようななまやさしいものではない。もし秋吉・松林造山後の古地理図を復原しようとすれば，平南・秋吉両褶曲山地の配列を考える前に沃川・秩父両地向斜を当時の原型に展開せねばならない。もしそれを省くとすれば太平洋側の輪郭を省略す可きである。その場合に於いても大和堆のような地塊の存否，存在するとすればその位置が重要な問題である。

日本の弧は褶曲・衝上に依って幅が短縮している。また地塊運動によって若干展開もしているであろう。夫等の幅の変化には当然地域的の変化があるが，度重なるこれらの地殻変動には弧と平行性を保っている場合と斜交性の顕著な場合とがあり，また部分的の彎曲や断裂もある。そして弧自体あるいはその翼相互間の変位などもあろう。これらの事を考慮して夫々の時代の古地理図を作成する事は至難の作業である。木村（1983）は最近日本弧の彎曲を注意深く原形に復原しようと試みた。古地理図は現在の地形図のままで作成されているが，地区間の移動が問題になる場合従来のままで作られた古地理図はまことに不自然であり，真実を伝えていないことも亦事実であるので作者も読者もこれらの点を留意しなければならない。

6)　リヒトホーフェンが Zerrungsbogen の背後盆地として日本海の生成を説いたのは約80年前である。その後1927年及び1934年に寺田寅彦は日本列島の漂移を説いた。私が比較層序論に基づいて日本列島の移動論を建てたのは1935年で，1941年佐川サイクル中にも之を説いた。今回も同様の立場から之を立証することに努めて，移動の次第を更に些細に検討した。

機巧論としては徳田貞一が模式的実験で花綵列島と背後盆地の生成を大陸側からの横圧力で説明しようと試みた。WILLIS らは大洋側からの側圧を重視し江原真伍はその結果太平洋側からの underthrust に原因を求めた。望月勝海（1943）はマントル中の対流に造山運動のエネルギーを求めたが，槇山次郎は最近でもプレート説よりも塑性対流説で十分説明出来ると云う（1975）。

最近の海洋地学の進歩は飛躍的で，大西洋側で海洋の拡大を立証して来た。しかし現太平洋全体が文字通り拡大しているであろうか。太平洋の大西洋と異なる最大特色は中央海嶺が洋の東南側に偏在している事である。そしてアジア大陸東南側の花綵列島は洋側に凸面を向けた弧群からなり，その前線を安山岩線が劃している事である。これら弧群とその大陸上の褶曲山脈を見ると中部シベリアの原剛塊・大陸内の大蒙古地向斜・東洋ヘテロゲン・ヒマラヤ・大陸縁辺の秩父地向斜に分けて考察する必要はあるが，その地史を通覧すると造山運動は北極から遠心的に発展し，アジアとゴンドワナとが接触してからは専ら太平洋海盆へと向心的に進んでいる（1941）。類似の傾向は西南太平洋側でも現われることは私が既に1949年のニュージランドに於ける第7回太平洋学術会議で「発生的見地から分けた西太平洋側の山系」と題して発表したところである。またシベリア東部で変成作用が大陸から大洋へと進展したことを MISKHIN（1974）が明らかにしている。太平洋側では海洋の拡大は安山岩線よりも東側に於いて論ぜられる可きもので，それより以西に於いては大陸の生長過程が既に地史学上で或る程度実証済みである。



第7図　日本弧の移動図

1 興凱地塊，2 豆満綏芬地域，3 蒙古街，4 浦塩，5 蘇城，6 *Pterotrigonia* 海，
7 平北南満地塊，8 遼東半島，9 松林山地，10美爾地域，11秋吉山地，12舞鶴，
13京畿地塊，14沃川山地，15嶺南地塊，16吉母海彎(矢印)，17大賀山地，18吉母，
19対馬盆地，20秋吉中軸，21彼杵彎曲，22中央構造線，23臼杵八代線，24古不知海，
25薩北彎曲，26仏像線，27糸魚川静岡線，28赤石裂線，29関東構造線，30琉球弧

過去の地磁気の測定結果日本弧の古緯度が判明しつつある昨今ではあるが，これを古地理図として復原する場合，殊に秋吉造山以前ともなると先きに指摘したように日本海をめぐる地域だけでも，短縮展開，移動などその後の変化のままでは到底復原不可能であって，単に某地点の古緯度が判明してから当時の真の古地理図を作り上げるまでにはまだ幾多の未解決の問題の残されている事を忘れてはならない。

XV. 結語と回想

1935年（昭10）に西日本中生代古地理に関する論文中で本論文のテーマに就いて論及したが，夫れに先き立って大正末から朝鮮江原道地史について研究を開始し，1931年には大興安嶺から最初の二畳紀化石を記載した。夫れ以来私は現地調査や資料の研究を通じて蒙古地向斜や還日本海地質などの東亜地質の発展と共に生き永らえて来た。今後日本海地史に関係する研究者に海の彼方の地史の理解を容易にし，片手落ちの机上論に陥らない為に本論文では特にシコタアリンの背後やその前身にまで論及した。シコタアリンは佐川造山期の産物である。また対馬盆地と前後して松花ゼヤ双生盆地は黒竜江亜地向斜が変形山化し蒙古造山帯と結合してから後に両者に跨がって大興安嶺の東方に形成されたのである。日本弧を考える場合にはこれらの大陸内部のことも考え併せねば完全な解釈とは云えない。

日本海をめぐるシコタ山系・日本列島・朝鮮半島の３辺について層序の比較を試みた結果は現地形からも明白なように，第１・２者間は北で接近して西方で大きく展開している。そして前２者間に密接な関係があるのに反して第３者は本来 Koreo-Chinese massif と称せられる異質的な他の地質区に属していた。しかしこの剛塊の東部はヘテロゲン的性質を有し南北に小地塊と小沈降帯とが交互に配列していた。京畿地塊と嶺南地塊が海底地形でも突出しているのを見ると朝鮮海台がこのマッシーブの東端部であろう。

古生代には秩父地向斜はその東側に展開していて豆満・綏芬地区以東で蒙古地向斜と会していたが，この地方には先寒武紀の小地塊も存在した。興凱地塊が夫れである。このような地塊はシコタ山脈南端の沿岸にもあったらしい。大和堆も亦本来このような古い小地塊であったかも知れない。

蒙古大地向斜は北側から，そして西方から逐次山化されて来た。大略庫倫あたりの緯度以東の地向斜東翼も二畳三畳紀には遂に山化を完了した。この間に地向斜軸が移動してシコタアリン地向斜が出来た。また後バイカル以東の既に山化した地帯も二次的に黒竜江亜地向斜となった。秩父地向斜に於いては主に二畳・三畳両紀，或いは石炭紀後期から侏羅紀前期に亘る秋吉造山輪廻があり，その造山運動は三畳紀中葉に最高潮に達して秩父地向斜内側に秋吉山地を形成した。

日本の秋吉山地中軸は飛騨・三郡の両変成帯からなり，その外側に秋吉・山口両相の非変成帯があった。最近の錐歯類や放散虫類の研究結果秩父古生層中に三畳・侏羅両紀の海成層の含まれていることが判って来た。また西日本の秋吉山地は日本弧と斜交する舞鶴帯によって東西に分かたれ，東部では後造山運動が侏羅紀前期まで永続したことも判明した。

舞鶴湾は三畳紀に西日本を斜走して奥深く沿海州南部に達していた。三畳紀後期には秋吉山地西部に海湾や湖沼が出来て，美禰・成羽・志高等の諸統が堆積したが，何れも典型的な厚い後造山性堆積物で，当時の地殻の動揺を些細に記録している。浦塩西方の蒙古街統も亦半海成層であるが，秋吉山地のものよりは薄く，火山性物質に富んでいる。当時の古地理を案ずるに秋吉山地は北朝鮮の松林山地とほぼ東西に対峙していたであろう。そしてシコタアリン南端部との間には興凱地塊の様な小地塊があったであろうけれ共蒙古街フォーナやフローラは日本のものと近縁である。秋吉山地西部は侏羅紀前期には既に静穏になるが東の来馬盆地では非常に厚い半海成層が堆積していた。そして飛騨変動でこの盆地は陸化し，西方に手取盆地が出来て，半海成層が堆積したが，やがて白亜紀には湖沼となった。

秩父地向斜の太平洋側に古くから隆起軸のあったことは志留紀の礁性石灰岩や泥盆紀植物化石などから認められるが，侏羅紀後半に原日本脊稜と呼ぶ島列によって外洋の暖海と寒流の侵入した内海とが分かたれていたことは明白である。この内海が従来考えていた以上に遥かに大きいものであったことが最近判明した。この内海が陸化したのが大賀時階であった。それと呼応して朝鮮半島南部でも大宝造山運動に依って沃川褶曲山脈が形成された。白亜紀初期には狭長な古母海湾が恐らく今日の対馬海谷のあたりを経て沿海州南端部に達していた。しかし間もなく嶺南山地と大賀山地との間に対馬盆地或いは双生盆地が出来た。秋吉山地が変形して大賀山地を形成する時第２の日本弧の移動によって南下して対馬盆地は慶尚道からその東方に広がっていたであろう。白亜紀中葉には更に沃川山地やそれ以北にも，また西日本では中国中部や近畿にも大小の盆地が出来た。そして大賀山地の背後にはシコタアリンの地向斜があり北海道の方から侵入した海水が奥深く浦塩東方の蘇城盆地に達していたが，沿海州では白亜紀の海に *Aucella* が広く分布していた。

侏羅紀末から白亜紀を通じて日本では著しい造山運動が繰返えされた。佐川山地の軸部は三波川・領家両変成帯から出来ているが，原日本脊稜から見て三波川広域変成は侏羅紀後半には既に進行していたであろう。夫れに続いて領家深成作用があり，遂に領家帯が三波川帯上へ衝動して鹿塩時階の中央構造線を形成した。そして佐川造山帯の北翼が関東構造線に沿うて東漸し，関東山塊は旋廻した。そして球磨紀伊山地も東端で破綻を生じて，赤石楔状地が分離し，大フォッサマグナが形成された。かくして日本弧の東北翼は西南翼よりも太平洋側に一歩前進し，両翼間で佐川山地は後退した。北上山地南部では三畳・侏羅両紀

から白亜紀後期に北西性の褶曲が発展して，その南端で牡鹿彎曲をなしているので此山地は阿武隈山地よりも若干東方へ進出したのである。この山地では宮古統以後の地層が褶曲山地を被覆しているので，造山運動が大島時階に頂点に達したことは確実である。西南翼では白亜紀中後期に佐川山地が形成され，秩父帯乃至三波川帯ではデッケンが重畳し，白亜紀末乃至暁新世に遂に大仏像衝上が出来，その前後に四万十地向斜(広義)の沈降軸は中村帯へと移動した。これらの地殻変形で西日本の幅が如何程短縮されたかは今後の研究課題であるが，対馬盆地が解体して，この大衝動の起こる間に西日本も若干南移したであろう。シコタ山脈でも白亜紀中葉に造山運動が頂点に達している。

これより先き西九州では，宮古世には古不知海が北東方に侵入を始め，続いて九州東部や四国西部に海湾を生じ，更に白亜紀後期には和泉亜地向斜が形成された。しかしこれらの海域は白亜紀末には陸化した。第三紀中葉には高千穂変動があり，四万十帯が北薩彎曲を形成している。これは琉球弧が日本弧よりも一歩南進したために生じた撓曲で，古不知海の斜交性から見て彼杵彎曲は恐らく白亜紀中葉以前に端を発していたであろう。兎も角もこれは琉球弧南移の結果で，西日本の移動はあっても夫れよりは遥かに少ない筈である。

東北日本では第三紀中葉の地殻運動で裏日本側が展開陥没して羽越亜地向斜を生じた。ここでは火山活動が旺盛でグリーンタフを形成した。この亜地向斜は北海道の西で尖滅し，中部日本では南下してその幅を広めているので瑞穂フォッサマグナ地帯の称があるが，西日本でも裏日本側にグリーンタフが分布している。新第三紀中葉の大八洲変動は中新世末に頂点に達し，中新世に多島海であった日本列島の大半が陸地となり，大小の海湾が所々に残存した。高千穂・大八洲の両時階にはフォッサマグナを中心とする中生代山系の後屈を強化した。鮮新世以降現在までに瀬戸内海の出現や，日本列島と大陸との繋がりなど著しい海岸線の変化はあったが，日本弧自体の移動或いは地質構造から見た日本海の輪郭の変化としては見る可きものは無かったようである。

これを要するに西日本を見ると(1) 三畳紀中葉の秋吉造山と (2) 侏羅紀末白亜紀初の大賀造山に依って日本弧は著しく南に移動した。(3) 白亜紀中葉の佐川造山では特に日本弧の北翼が東進した。(4) 白亜紀後期乃至暁新世には対馬盆地が解体し，佐川山地の大仏像衝動に依って西日本は殆んど現位置に達した。(5) 第三紀中葉の高千穂変動では北日本が東進によって裏日本が展開して羽越亜地向斜を生じた。また白亜紀以降特にこの変動によって琉球弧が南進して西日本西端に撓曲を生じた。その後(6) 第三紀中葉の大八洲変動があったが，この変動に依っては日本弧は殆んど移動しなかったであろう。

"Shifting, sliding or drifting of the Japanese arc has been suggested by some authors from different view points (WEGENER, TOKUDA and TERADA), but they did not pay much attention to the historical development. As summarized above, it is supported now by more geological facts than previously discussed (KOBAYASHI 1941). Though still uncertain, the major sliding, if it did happen, must have taken place before the Oga orogeny. For the birth of the Japan sea and the Tsushima strait, however, the later block movements on the rear side of the arc may be responsible. The invasion of the late Mesozoic granite and the related upheaval mark off the changing epoch of tectonic development (from folding to block movement) and igneous activity (from calci-alkaline to alkaline). (1956. p. 802-803)。

嘗つて私は「日本列島弧とその背後盆地およびその縁東海弧との関係」中で上記の如く述べた。その後タスマニアの CAREY (1958) はこの論文を参照して日本流動説を考え，それがまた西洋を廻って日本へ逆輸入されて，その上に立ってとやかく論じると云う思いがけない愚かなエピソードがあったようである(1979)。本論文で明らかにしたように秋吉・佐川両造山に依って日本弧は形成され移動もしたが，第三紀にも重要な変動があった。今日では日本弧両翼の差別的移動やその琉球弧との関係もよく分明して来た。

シコタ山脈の出来たのは白亜紀中葉の佐川造山期である。日本海の北西海岸は第三紀中葉と新第三紀中

葉の変動によってその原形が形成された。従って日本列島の背後盆地としての日本海がほぼ出来上ったのは鮮新世である。中新世には西南日本は多島海で，海水は東北日本の中西部を被うていた。構造史上で日本海を日本弧の背後盆地と解するならば，その発端は三畳紀の秋吉山地まで遡らねばならない。爾来幾多の曲折を経て逐次その背後盆地が拡大して来たのである。私が Proto-Japan Sea 1956 を命名から約10年して日本海の起源を中新世とする説が拡がったが（1965），通観すると，本論文で詳しく解説したように日本海は決して中新世に突然出現したのではない。

この論文で私は現在の知識に基いて環日本海地史を事実に基いて立証することに努めた。そしてその背後地域との関係をも考察し，また太平洋側の海底地質にも触れた。興凱地塊から南下して日本海を分断し大マリアナ弧に繋がる半円弧は，日本列島と交叉する東亜縁辺の花綵列島列と共にアジア太平洋の地史中で第一義的の意義があることを示唆した。その機巧論的解決やまたそれらにまつわる地磁気測定結果との関係などは夫々の分野から単に日本の地質・日本海の地質のみならず，その周囲と共に辿って来た地史を円満に解釈出来るように考察されねばならない。

最後に本篇の作成にあたっては花井哲郎東大名誉教授から在職中に，また速水　格教授からも便宜を得た。そして大花民子修士には挿図について，また東大地質学教室の前川・谷両図書係には文献利用上でお世話になった事を記してこれらの方々に謝意を表する。

参考文献

N.B. IGR : International Geological Review. Trans. : 英訳
蒙古地向斜や満蒙層群関係の文献については小林（1971，1981）をも参照されたし．

ABLAYEV, A. G., KONOVALOV, V. P. and KRASILOV, V. A. (1972) : Age of the Sikhote Alin fold system. *Doklady, Acad. Nauk SSSR*, **207**, No. 3, p. 665-668. IGR

ADACHI, S. and IGO, H. (1980) : A new Ordovician leperditiid ostracode from Japan. *Proc. Japan Acad.* **56**-B, No. 8, p. 504-507.

AKHMET'TYEV, M. A. (1967) : Lower Cretaceous stratigraphy of the northwestern margin of the Amur-Ussuri downwarp. *Doklady Akad. Nauk SSSR* **175**, no. 6, 1341-1343, Trans.

ALTUKHOV, Ye. N. and SMIRNOV, A. D. (1970) : Main Pre-Jurassic structures of Transbaikal. *Ibid.* **191**, no. 2, p. 403-406, Trans.

ANTINOV, M. P., KOLVYLIN, V. M. and FILAT'YEV, V. P. (1980) : Sedimentary cover of the deepwater basins of Tatar Strait and the northern part of the Sea of Japan. *Intern Geol. Rev.*, **22**, no. 11, p. 1327-1334.

浅野五郎（1941）：珪線石或は紅柱石を主成分鉱物とする変成岩並に仮称「麻山統」に就いて．満州地質調査所彙報，101号．

BELYAYEYSKYIY, N. A. and GROMOV, Yu, Ya. (1962) : Paleozoic stage of geological development of Sikhote-Alin and southern Primor'ye. *Soviet Geol.*, no. 7, 1962, p. 41-63, *Inter. Geol. Rev.* **6**, no. 2, p. 287-302.

BERKEY, Ch. P. and MORRIS, F. K. (1927) : *Geology of Mongolia.* 475 p.

BORSENEV, I. I. (1971) : Geologic Structure of the Sikhoto-Alin. 島弧と縁海（東海大学出版会），17-23,（訳：絈野義夫）．

—— and LELIKOV, E. P. (1979) : Geological map of the Japan sea. *Priroda*, no. 8, p. 74-79, Trans.（絈野・桑野(1980)，金沢大学日本海域研究報告　12号，p. 97-103.）

BILICHEVA, C. I. and PORMYAGIN, E. A. (1963) : New data on the stratigraphy of the Jurassic of the western upper Amur region. *Doklady Acad. Nauk SSSR.*, **152**, no. 3, p. 684-686. Trans.

BURIY, I. V. and ZHANIKOVA, N. K. (1981) : Ammonoids from the *Tirolites* zone in the southern Primor'ye region. *Paleont. Zhur.*, 1981, no. 3, p. 61-69. Trans.

——・—— and ZHARNIKOVA, N. K. (1981) : Plant-bearing strata of the Ladinian stage (Middle Triassic) in South Primor'ye. *IGR.*, 81/1, 30-37.

CAREY, S. W. (1958): The tectonic approach to continental drift. *Continental drift- A symposium*. Univ. Tasmania, p. 177-355.

曹瑞驥・趙文傑 (1979)：遼東震旦亜界疊層石組合及其地層意義. 中国科学院鉄砿地質学術会議論文選集, 地層和古生物, p. 61-86, 10 pls.

CHEN Jinhua (1982): Mesozoic transgressions and Bivalve provinces in China. *Scient. Sinica,* **10.**, no. 4, p. 334-346.

CHEN Peiji, LI Wenben, CHEN Jihua, YE Chunhui, WANG Zhen, SHEN Yanbin and SUN Dongli (1982): Sequence of fossil, biotic groups of Jurassic and Cretaceous in China. *Sci. Sinica (Ser. B)*, **25**, no. 9, p. 1012-1020.

——, LI Wenben, CHEN Jinhua, YE Chunhui, WANG Zhen, SHEN Yanvin and SUN Congli (1982): Stratigraphic classification of Jurassic and Cretaceous in China. *Ibid.*, **25**, no. 11, p. 1227-1248.

陳不基・董浩 (1981)：吉林早三疊世葉肢介的発現及其意義. 科学通報, 18期. p. 1128-1130.

中国地質科学研究院 (1973)：中華人民共和国地質図集, 32 pls. 149 p.

大慶油田科学研究設計院 (1976)：大慶油田巴爾姆孢的発現及其意義. 古生物学報, **15**, 2期, p. 132-146,

Geological Survey of Japan (1977): *Geology and Mineral Resources of Japan, vol.* 1, *geology.* 430 p.

GNIBIDENKO, H. S., ARGENTOV, V. V. and POTAPYEV, S. V. (1977): Geology and Deep Structure in Primorye (South-Western Sikhote-Alin, USSR). *Pacific Geol.* **12**, p.71-98.

GRABAU, A. W. (1931): *The Permian of Mongolia.* 665 p.

GROMOV, V. V. and TUCHKOV, I. I. (1971): The Biostratigraphic significance of Norian *Monotis. Doklady Acad. Nauk, SSSR*, 1971, no. 5. Trans.

GOVOROV, I. N., LEVASHEV, G. B., RADKEVICH, Te. A. and STRIZHKHOVA, A. A. (1972): Petrologic and Geochemical characteristics of late Mesozoic granitoid series of the maritime region. *Ibid.*, **205**, no. 2, p. 418-421, Trans.

顧知微 (1964)：中国的三疊系・中国的侏羅系和白亜系. 全国地層会議学術報告彙編.

郭双興・李浩敏 (1979)：吉林琿春晩白亜世植物群. 古生物学報, 18, 6期. p. 547-560, 4 pls.

郭胜哲 (1981)：大興安嶺中部下寒武統古杯類. 古生物学報 **20**, 1期, p. 60-69, 1 pls.

HAMADA, T. (1971): Early Devonia brachiopods from the Lesser Hingan district of North-east China. *Pal. Soc. Japan, Sp. Pap.* 15.

HAYAMI, I. (1961): On the Jurassic pelecypod faunas in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec.* 2, **13**, pt. 2, p. 243-243.

—— (1975): A systematic survey of the Mesozoic Bivalvia from Japan. *Univ. Mus., Univ. Tokyo. Bull.* no. 10, p. 223, 10 pls.

HIROI, Y., FUJI, N. and OKIMURA, Y. (1978): New fossil discovery from the Hida metamorphic rocks in the Unazuki area, central Japan. *Proc. Japan Acad.* **54-B**, p. 268.

広川 治 (1976)：北部九州の地質構造——長崎三角地域にまつわる問題——. 地質調査所報告, 256号, p. 71+6.

堀越義一 (1936)：紀伊湯浅町附近の火成岩. 地質学雑誌, **43**, p. 205-224.

侯鴻飛・項礼文・頼才根・林宝玉 (1979)：天山一興安区古生代地層研究新進展. 地層学雑誌, **3**, 3期, p. 175-187.

市川浩一郎 (1972)：中・古生代における日本と朝鮮の地質の比較. 日本海, 8号, p. 10-13.

—— (1982, 84)：概論：西南日本のジュラ紀変動, (月刊地球, **4**, no. 7.) Report of Co-operative Research on Radiolarian Biostratigraphy of Mesozoic and Palaeozoic Groups in Japan.

—— (1984)：東アジアの基盤構造の発展 I. 同上.

——・島津光夫・石原舜三・植村 武・大槻憲四郎 (1980)：シホテアリン南部の地質——. 第14回太平洋学術会議見学旅行に参加して. 地球科学, **34**, 4, p. 218-231.

市村 毅 (1927)：会寧有煙炭田. 朝鮮炭田調査報告, **1**.

IGO, H., ADACHI, S., FURUTANI, H. and NISHIYAMA, H. (1980): Ordovician fossils first discovered in Japan. *Proc. Japan Acad.*, **56-B**, no. 8, p. 499-503.

——, KOIKE, T. and IGO, H. (1975): On the base of the Devonian system in Japan. ***Ibid.***

51, no. 8, no. 653-658.
INOUE, E. (1982): Geological problem on Cretaceous and Tertiary rocks in and around Tsushima-Korea strait. *Technical Bull.* vol. 15, CCOP. 85-121.
——・本座栄一（編, 1982）：日本周辺海底地質図, 1：3,000,000, 海洋地質図 23. 地質調査所.
今村外治・長谷 晃・多井義郎・小島丈児（1984）：日本地方地質誌 中国地方. p. 383. 朝倉書店.
石井八万次郎（1906）：日本式地質と支那式地質. 日本群島に於ける地帯の排列を論ず. 東亜細亜に於ける地帯の排列を論ず. 地質学雑誌 **13**, p. 249-291, 9-99 pls.
石原員郎（1931）：土佐国佐川盆地北辺部の地質構造と火成岩迸入との関係. 地質学雑誌 **38**, p. 144.
IVNANOV, B. A. (1960): Structure-facies and tectonic division of the southern Sikhote-alin. *Soviet Geol.* no. 10, p. 42-59.
IZOSOV, L. A. (1978): The marine Devonian sequence of Primor'ye, Morskoy devon Primor'ye. *An SSSR Izvestiya, ser. geol.*, no. 4, p. 82-86. Trans.
—— and POYARKOV, B. V. (1976): First find of Devonian foraminifera in the South Maritime region. *Dokaldy Acad. Nauk SSSR*, **227**, no. 2. Trans.
荊徳明・陳光仲（1979）：遼東鞍本地区鞍山群含鉄建造氣基酸的検討. 中国科学院鉄鉱地質学術会議論文選集, 地層和古生物. p. 87-94.
荊效良（1981）：黒竜江省鶏西麻山群作成化石, 中国地質科学院報 **3**, 1号, p. 71-80.
紺野義夫（1979）：日本海底に関する地学的研究のあゆみと最近の進歩. 日本海学会誌, 3号, p. 103-116.
河田学夫（1932）：古林図幅（40万分1）及説明書. 満鉄地質調査所.
KAMBE, N. (1951): On the Myophorians from Kyoto Prefecture (Prov. Tamba). *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan, N. S.*, no. 2, p. 49-56, pl. 4.
KAWASAKI, S. (1926): Geology and Mineral Resources of Korea. *The Geology and Mineral Resources of the Japanese Empire, II.* Imperial Geological Survey of Japan, Tokyo.
木村敏雄（1977, 79, 80, 83）：日本列島―その形成に至るまで Ⅰ, Ⅱ上下, Ⅲ上, p. 1-1263. 古今書院.
——, and MURATA, A. (1983): The grand Butsuzo overthrust. *Proc. Japan Acad.*, **59-B**, p. 296-299.
KIPARISOVA, L. D. (1954): *Illustrated atlas of Characteristic flora and fauna in Triassic sediments of maritime province.* 52p. 35 pls.
—— (1972): *Palaeontologically founded stratigraphy of Triassic Formation in Primoria Province.* 245 p. 17 pls.
KLIMEVA, R. S. (1981): A new species of *Acer* from the Miocene of the northeastern maritime territory. *Paleont. Jour.*, no. 1, p. 109.
小林貞一（1927）：朝鮮江原道の地史（概報）. 地質学雑誌, **34**, p. 239-240.
—— (1931): Upper Palaeozoic shells of Soron in the Great Khinagan range. *Japan. Jour. Geol. Geogr.* 8, p. 241-250, pl. 24.
—— (1933): A sketch of Korean Geology. *Am. J. Sci.*, **26**, p. 585-606.
——（1935）：西南日本地体構造と中生代古地理に関する一考証, 其の3. 地質学雑誌, **42**, p. 555-583.
—— (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, sec.* 2, **5**, pt. 7, p. 219-278, 6 pls. 10, geol. maps.
—— (1942): Stratigraphical Relation among the Mesozoic Fossil-beds in the Koreo-Manchurian Land and their Ages. *Proc. Imp. Acad.*, **18**, no. 4, p. 200-205.
—— (1942): On the Geological History of the Sungari Series in Manchoukuo. *Ibid.* **18**, no. 6, p. 294-299.
—— (1942): The Akiyoshi Orogenic cycle in the Mongolian geosyncline. *Ibid.*, **18**, p. 306-313.
—— (1942): The Sakawa orogenic cycle in the Amur geosyncline. *Ibid.*, **18**, no. 6, p. 314-319.
——（1942）：東部トランスバイカルの中生層群. 地学雑誌, **54**, p. 421-431.
——（1948）：日本列島地質構造論, 上巻, 中巻前篇 p. 1-92, 95-278, 目黒書店.
—— (1949): The mountain systems on the western side of the Pacific ocean classified from

the standpoint of genesis. *Proc. 7th Pacific sci. congr. New Zealand*, **2**, geol. p. 255-261.
小林貞一 (1950)：日本地方地質誌中国地方，増補版，1962, p. 271, 朝倉書店.
—— (1950 b)：侏羅紀日本の研究発祥の地．自然と社会，**1**, No. 3-4, p. 1-6.
—— (1950)：西南日本の帯状構造と斜交性．地質学雑誌，**55**, p. 122.
—— (1951 a)：日本地方地質誌総論，増補版，1962, 363 p., 朝倉書店.
—— (1951 b)：白山をめぐる地域の地質，特に手取統について，白山をめぐる地域の地質，p. 1-20. 石川県土木部計画課（改訂版，1956).
—— (1953)： Geology of South Korea with special reference to the limestone plateau of Kogen-do. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec.* 2, **8**, pt. 4, p. 145-293.
—— (1954)： Fossil Estherian and allies Fossils. *Ibid.*, **9**, pt. 1, p. 1-192.
—— (1956 a)： A palaeo-Meteorological interpretation to the occurrence of the Argonautinae in Prov. Kaga, Central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.* **27**, p. 93-104, pl. 6.
—— (1956 b)： The insular arc of Japan, its hinter basin and its linking with the Peri-Tunghai arc. *Proc. eighth Pacific sci. congr. Philippines*, **II-a**, p. 799-807.
—— (1956 c)： The shifting of the chert-bearing facies caused by the migration of geosyncline. *Gedenkboek* H. A. BROUWER *Verhand. van het Konihk. Nederland. Geol. Mijnb. Genootschap, Deel* 16, p. 1-11.
—— (1956 d)： A contribution to the Geotectonics of North Korea and South Manchuria. *J. Fac. Sci Univ. Tokyo*, **10**, pt. 2, p. 133-311, 5 geol. maps and profiles.
—— (1959)： Cretaceous of Korea and Manchuria. *Congr. Geol. Intern. XXa Session. México*, D. F. 1956, Symposium del Creatacico, p. 382-392.
—— (1959)：古期中生代の秋吉褶曲山脈．地学雑誌，**68**, p. 105-113.
—— (1961)：比較層序論から見た日本とシコタ山脈との関係．槇山次郎教授記念論文集，p. 291-302.
—— (1961 b)：東亜地質上巻，272 p., 朝倉書店.
—— (1969)： *Geologic structure of North Korea and South Manchuris.* Geol. Min. Reseources of the East. **2**, p. 3-123, geol. maps, 1-4, profs.
—— (1970)： 中北満とその近隣の満蒙層群と秋吉造山運動について．地学雑誌，**79**, p. 195-233.
—— (1971)： *The Manmo group of the Mongolian geosyncline in Munchuria and adjacent areas.* Geology and Mineral Resources of the Far East, **3**, p. 3-69. Univ. of Tokyo Press.
—— (1973)： On the classification of the fossil Conchostraca and the discovery of estheriids in the Cretaceous of Borneo. Geology and Palaeont. of SE Asia, **13**, p. 47-72, pl. 6.
—— (1977)：朝鮮地史の今昔（前篇）．地学雑誌 **86**, no. 2, p. 121-134.
—— (1979)：日本の二畳三畳紀コンドントと中古生層．同上，**88**, no. 5, p. 336-337.
—— (1981)：蒙古地向斜東部の地史的考察．同上 **90**, p. 424-432.
—— (1982)：第1回放散虫研究集会論文集と随想．同上，**91**, p. 397-398.
—— (1983 a)：日本と東アジアの中生代非海成相の研究（前篇と後篇）．同上，**92**, 91-104, p. 193-214.
—— (1981)：蒙古地向斜東部の地史的考察．同上 **90**, p. 424-432.
—— (1983)：泰国・馬来半島および近隣の地史（前・後篇)，同上，**92**. p. 303-320, 371-391.
—— (1984 a)： Stratigraphic comparison around the sea of Japan. *Proc. Japan Acad.*, **60-B**, (5), p. 99-102.
—— (1984 b)： The history of the eastern wing of the Mongolian geosyncline. *Ibid.* **60-B**, (5), p. 103-105.
—— (1984 c)： The Amur subgeosyncline and the Sungari basin. *Ibid.*, **60-B**. (5), p. 106-109.
——, and HAMADA, T. (1977)： Devonian trilobites of Japan etc. *Palaeont. Soc. Japan Sp. Pap.*, no. 20, p. 202, 13 pls.
——, and HISAKOSHI, S. (1942)： On some najads from the Upper Palaeozoic formations in Eastern Asia. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **18**, p. 225-235, pls. 22-23.
——, and KUSUMI, H. (1953)： A study on *Estherites midendorfii* (JONES), *Ibid.*, **23**, p. 1-24, pls. 1-2.
——・野中諄一 (1942)：満蒙層群に就いて．地学雑誌，**54**, p. 335-348.
KONISHI, K. (1963)： Pre-Miocene basement complex of Okinawa and the tectonic belts of the

Ryukyu islands. *Sc. Rep. Kanazawa Univ.* 8, no. 2. p. 569-602.
KOSYGIN, Yu. A., MAYBORODA, A. A. and SOLOV'YEV. V. A. (1976) : Pre-late Jurassic Unconformity in the Mesozoides on the southern part of the Soviet Far East and the problem of the early and late Mesozoids. *Doklady Acad. Nauk, SSSR,* **229**, no. 4, 940-942. Trans.
——, VOYEVODIN, V. N., ZHITKOV, N. G., MASTYULIN, L. A., MALYSHEV. Yu. F., REYNLIB, El L. and SOLOV'YEV, V. A. (1975) : The Takhta block, a new structure of the Sikhote Alin folded system *Ibid.* **221**, no. 1, p. 164-167. (Trans.)
小藤文次郎 (1897) : 崑崙と日本崑崙. 地質学雑誌, **4**, p. 399-405.
—— (1903) : An orographic sketch of Korea. *J. Coll. Sci. Imp Univ. Tokyo,* **5**, art. 1, p. 1-51, 4 pls.
—— (1916) : The Great Eruption of Sakurajima. *Ibid.*, **38**, p. 237, 23 pls.
KOVYLIN, V. M. (1980) : Structure of the earth's crust in the transition zone of the Sea of Japan. *IGR,* **22**, no. 5, p. 521-530.
—— and MIRIN, E. G. (1971) : Crustal structure and tectonics on the southern and southwestern parts of the Sea of Japan. 日本海 No. 6. p. 62-69 (桑野幸夫訳).
KRASILOV, V. A. (1965) : Angiosperm plant in Lower Cretaceous sediment of the maritime kray and their stratigraphic implication. *Doklady, Acad. Nauk SSSR,* **160**, no. 6, p. 1381-1384. Trans.
—— (1975) : Paleobotanical evidence on the origin of Japan Sea. *Pacific Geol.* **10**, p. 43-46.
KRAPIVNER, R. B. and DANILINA, G. S. (1977) : New data on structure and history of development of the shelf and continental slope of the Sea of Japan in Southern Primor'ye. *IGR.*, **19**, no. 5, p. 600-612.
KRYSHTOFOVICH, A. (1923) : *Pleuromeia* and *Hausmannia* in Eastern Siberia and a summary of recent contributions to the paleobotany of the region. *Am. J. Sci. ser.* 5, **5**, no. 27, p. 200-208.
LEE, Ha-Young (1980) : Discovery of Silurian conodont fauna from South Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea,* **16**, no. 2, p. 114-123, 2 pls.
—— (1981) : Conodonts from the Hoedongri formation (Silurian), Western Jeongeon area, Kangweon-do, South Korea. *Jour. Nat. Acad. Sciences, Republic of Korea,* **21**, p. 43-131, 4 pls.
LELIKOV, Ye. P. (1981) : Granitoid inclusions in volcanic rocks of the Hoshu basin, Sea of Japan. *Doklady, Acad. Nauk SSSR,* 1981, **257**, no. 2, p. 436-440, Trans.
——, TEREKHOV, Ye. P. and MARKEVICH, V. S. (1980) : Lower Cretaceous and Paleogene deposits of the Yamato ridge, Sea of Japan. *Ibid.*, 1980, **253**, no. 3, p. 678-681, Trans 1981.
李莉・谷峰 (1980) : 吉林省延辺地区晩石炭紀腕足動物. 古生物学報, **19**, 6期, p. 483-499.
李文亢・韓建修・張樹新・孟凡義 (1979) : 那丹哈達嶺北段上古生界基本地質特征. 中国地質科学院報, **1**, no. 1, p. 104-120.
梁希洛 (1982) : 吉林及内蒙古一些二畳紀菊石. 古生物学報 **21**, 6期, p. 645-658.
劉潤洲・彭玉鯨・王振中 (1982) : 吉林伊通桃山早志留世筆石地層. 地層学雑誌 **6**, 3期, p. 209-217.
槇山次郎・森下 晶・糸魚川淳二 (1975) : 日本地方地質誌, 中部地方, 改訂版, 451 p. 朝倉書店.
MAEDA, S. (1961) : On the geological history of the Mesozoic Tetori grouup in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **32**, nos. 2-4, p. 375-396.
MARKEVICH, V. S. (1981) : A new species of *Classopollis* from the Cretaceous of the floor of the Sea of Japan. *Paleont. Zhur.* 1980, no. 1, p. 129-133. Trans.
MARKOV, V. A., TROFIMUK, A. An. and SHCHURBAKOV, V. S. (1970) : Relationship between sediments and coal measures in the Bureya trough. *Doklady Akad. Nauk SSSR,* **191**, no. 3, p. 647-649, Trans.
松本達郎 (1976) : 南西諸島と西南日本の地質学的関係 琉球列島の地質学的研究 **1**, p. 1-8.
——・野田光雄・宮久三千年 (1962) : 日本地方地質誌, 九州地方, p. 423.
松下 進 (1950-51) : 京都府地質誌. 地学, **2**, p. 41-48, **3**, p. 36-41.
—— (1971) : 日本地方地質誌. 近畿地方, 改訂版, 379p. 朝倉書店.

MAZAROVICH, A. O. (1978) : Serpentine mélange of the southern Sikhote Alin. *Doklady, Acad. Nauk SSSR.* **241**, no. 1, p. 181-184, Trans. (1980).

MAXIMOVA, Z. A. and ORGANOVA, N. M. (1959) : The first discovery of remains of a Devonian fauna in Western Primoria. *Ibid.*, no. 3, p. 594-596, Trans.

MEL'NIKOV, N. G. and BAZHANOV, V. A. (1973) : Devonian Continental formation of the South Maritime region. *Ibid.*, **211**, no. 1, p. 170-172, Trans.

MINATO, M. (1973) : The origin of "deep sea basin" in the marginal seas behind the island arcs of the western Pacific. *Pacific Geol.*, **6**, p. 95-100.

MISHKIN, M. A. (1975) : Metamorphic associations in transition zone between the Asiatic continent and the Pacific ocean. *AN SSSR Izvestiya, ser. geol.* 1974, v. 7, p. 50-63, *IGR.* **17**, no. 12, p. 1402-1414.

——, LELIKOV, Ye. P. and OVCHAREK, E. S. (1970) : New data on metamorphic rocks on the coast of the sea of Japan in the south maritime region. *Doklady Acad. Nauk SSSR,* **190**, no. 6, p. 1426-1429. Trans.

MIZUTANI, S. et al. (1981) : Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, **57-B**, p. 194-199.

——, ed. (1984) : *Report of co-operativ research on radiolarian stratigraphy of Mesozoic and Paleozoic groups in Japan.*

望月勝海 (1943)：大東亜地体構造論，古今書院.

MURATA, M., KANISAWA, S. and OKAMI, K. (1975) : Stratigraphical evidences for the pre-Silurian age of granites in the Kitakami massif, Northeast Japan. *Proc. Japan Acad.* **51**, p. 566-570.

NAKAMURA, S., MATSUHITA, S., KOBATAKE, N. and IKEBE, N. (1957) : *Studies on the geologic structure of the Pheongyang coal-field, Korea.* Japan Soc. Promotion Sci., 63 p.

中沢圭二・俞剛民・徳岡隆夫 (1982)：沃川地向斜帯と飛驒変成帯. 地質学論集, no. 21, 日本列島の基盤, p. 91-106.

NIKITINA, A. P. and KISELEVA, A. V. and BURAGO, V. I. (1970) : Scheme for biostratigraphic subdivision of the Upper Permian Barabash suite in the southwest maritime region. *Doklady Acad. Nauk*, **191**, no. 1, p. 187-189, Trans.

NALIVIKIN, D. V.ed. (1955) : Geological Map of USSR. 1 : 5,000,000.

奈須紀幸編 (1976)：海洋地質. 215p. 海洋学講座, 5.

NAUMANN, E. (1893) : Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans. *Pettermanns Mitteilungen. Ergentzungheft No.* 108, p. 1-45, 3 pls.

OBUTSCHEW, W. (1930) : Zur Existenzfrage eines mongolisch-amurischen Faltengürtels. *C. Min. usw. Abt. B.*

OGAWA, T. (1906) : On the geotectonic of the Japanese Islands. *CR. Xe Congr. geol. intern. Mexico* p. 1271-1285.

ONUKI, Y. (1967) : Upper Paleozoic formations of coal fields in North China. *Geology and Mineral Resources of the Far East*, **1**, p. 395-437. University of Tokyo Press.

—— (1981)：北上山地. 北上川流域地質図説明書, p. 308.

岡村金太郎 (1917)：日本海の成立年代と海藻の分布. 地学雑誌, **29**,

大塚弥之助 (1952)：地質構造とその研究. 275p. 朋文堂.

欧陽舒 (1979)：遼寧鞍本地区鞍山群・遼河群超微化石的発現. 中国科学院鉄砿地質学術会議論文選集 地層和古生物, p. 1-32.

PISKUNOV, B. N. and KHVEDECHUK, I. I. (1976) : New data on composition and age of rocks of Moneron island in the northern part of the Sea of Japan. *Doklady, Akad. Nauk SSSR,* **226**, no. 3, p. 647-650, Trans. (1977).

REEDMAN, A. J. and UM, Sang Ho (1975) : *The geology of Korea, 139 pp. Geological and mineral institute of Korea.*

RICHTHOFEN, F. von (1905) : Ueber Gebirgeskettungen in Ostasien, mit Ausschluss von Japan. Geomorphologische Studien aus Ostasien : Gebirgeskettungen im Japanischen Bogen IV. u. V. *Sitzungsber. könig. preuss. Akad. der Wissensch. Bd.* **40**, s. 867-891, 913.

斉藤林次 (1939)：満州北東部に於ける高位平坦面と夾炭含金第三紀層との関係．満州大陸科学院，地質調査所要報，5号，p. 1-19.

—— (1940)：満州国地質の概観．満州地質調査所彙報，第100号.

笹嶋貞雄 (1983)：東アジアの基盤構造の発展Ⅱ．古地磁気による東アジア大陸成長論，p. 240-256.

——・鳥居雅之 (1983)：古地磁気と陸地の移動—とくに日本海の生成と関連して．地学雑誌，**92**, no. 7, p. 478-457.

佐藤信次・白波瀬輝夫・柴田秀賢 (1967)：Pb-Sr 年代に基づく飛驒変成帯の古期花崗岩．地質学雑誌 **73**, p. 72.

SCHONMANN, G. (1929)：Ueber den mongolisch-amurischen Faltengurtel and STILLE's comment on it. *C. Min. usw. Abt. B.*

SEDALIN, O. A. (1974)：Tectonic development of the Paleozoic geosyncline of the Ural-Mongolian belt (Arts. 1-2). *Vyssh. Ucheb. Zavedeniy Izv. Geologiya i Bazvedka*, no. 6, p. 29-36. no. 7, p. 15-21. Trans.

Shenyang Inst. Geol. and Min. Resources (1980 a, b)：*Paleontological atlas of Northeast China*, vol. 1, Paleozoic. volume, 686 p. 261 pls.; vol. 2, Mesozoic and Cenozoic volume 403 p., 210 pls. (All in Chinese).

SHIBATA, K. and ADACHI, M. (1972)：Rb-Sr and K-Ar. geochronology of metamorphic rocks in the Kamiaso conglomerate, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **47**, p. 265-271.

SHIMAZAKI, H., SATO, K. and CHON, Hyo Teak (1981), Mineralization associated with Mesozoic Felsic magmatism in Japan and Korea. *Mining Gelo.*, **31**, p. 297-310.

宋之琛・曹流 (1976)：撫順煤田的古新世孢粉．古生物学報，**15**，2期，p. 147-162.

SREBORDOL'SKA, I. N. (1966)：New data on the range and period of *Pleuromeia* in Soviet territory. *Doklady, Akad. Nauk SSSR*, **171**, no. 3, p. 702-705, Trans. 1967.

蘇徳英・李友桂・斉驊・関紹曾 (1979)：中国白亜紀非海相介形虫動物群．中国微体古生物学会第一次学術会議論文選集，p. 58-66.

杉山隆三 (1936)：四国越知附近の火成岩類を主体とする地質調査概報．地学雑誌，**48**, p. 248-257.

孫華 (1979)：准蘇鉄果層（*Cycadocarpidium*）在吉林汪清県晩三畳世紀地層的発現．古生物学報，**18**，3期，p. 312-326.

TAMURA, M. (1961)：The Torinosu series and fossils therein; The Mesozoic reef limestones in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **32**, no. 2, p. 219-277, pl. 8.

立岩 巌 (1976)：朝鮮—日本列島地帯地質論考—朝鮮地質調査研究史—．p. 654，東京大学出版会.

TERADA, T. (1927)：On a zone of islands fringing the Japan Sea coast, with a discussion on its possible origin. *Bull. Earthq. Reseach Inst, Imp. Univ. Tokyo*, **3**, p. 67-85.

—— (1934)：On bathymetrical features of the Japan Sea. *Ibid.*, **12**, p. 650-656.

TETIAEFF, J. M., SCHONMANN, J. P., DENGIN, A. L., LISSOVSKI, K. G., WOINOWSKI-KRIEGER and PRESNAJAKOW, E. A. (1931)：Materialen zur Geologie von Ost-Baikalien. *Trans. Geol. Prosp. Surv. USSR, fasc.* 37.

TESLENKO, Yu. V. (1968)：Late Jurassic and early Cretaceous floras in eastern Transbaikalia. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **183**, no. 4, p. 910-913. Trans.

徳田貞一 (1917)：オコツク海より（第1稿）．地質学雑誌，**24**, p. 559-569.

—— (1927)：On the Échelon structure of the Japanese Islands. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **5**, (1-2), p. 41-76. pl. 6.

TOKUNAGA, S. (1926)：Fossils of Rhinocerotidae found in Japan. *Proc. Imp. Acad.* **2**, p. 289.

TOKUYAMA, A. (1962)：Triassic and some other orogenic sediments in the Akiyoshi cycle in Japan with special reference to their evolution. *Jour. Fac. Sci. Univ Tokyo, sec.* 2, **13**, part 3, p. 379-469.

TORIYAMA, R. (1973)：Upper Permian fusulinan zones. *Canadian Soc. Petrol.-Geol. Mem.* 2, p. 498-512.

牛丸周太郎 (1932)：豆満図幅（40万分1）及び説明書　満鉄地質調査所.

UTKIN, V. P. (1976)：Strike-slip fault zones in the central Sikhote Alin, *Doklady Akad SSSR*. 1976, **228**, no. 5, p. 1189-1192, Trans. 1977.

VERSCHAGIN, V. N. (1957)：極東地域の白亜系の基礎的問題について．その1，2，3．小西善治訳 (1958)：地質調査所月報．
VNUCHKOV, V. A., KAPLIN, P. A. and SHLYPKOV, A. I. (1976): Old shorelines of the shelf of the Sea of Japan. *Doklady Akad. Nauk* **228**, no. 4, p. 914-916. Trans.
渡辺久吉 (1938)：第三紀時代における日本群島の古地理．地学雑誌，**50**，p. 351-372.
呉水波・孫革・劉渭州・謝学光・李春田 (1980)：吉林東部托盤溝地区上三畳統．地層学，**4**，no. 3, p. 191-200.
徐仁・朱為慶 (1979)：鞍山群中的化石微生物興鞍山式鉄鉱成因的初歩探訪．中国地質科学院鉄砿地質学術会議論文選集，地層和古生物，p. 33-38.
YABE, H. (1929): Geological age of the latest continental connection of the Japanese islands. *Proc. Imp. Acad.* **5**, no. 4, p.
YAKOBLEV, V. N. (1961): Cambrian strata of the southern part of the Soviet Far East. El Sistem Cambrico, su Paleogeografia y el Problema de su Base. Symposium, Part III, Problemas generales, Europa Occidental, Africa, URSS, Asia, America *Congreso Geologico XX Sesio*, Mexico. 518p.
梁承栄 (1979)：非海成—淡水成層化石と国際対比—韓国慶尚層群産二枚貝類を中心として— 化石，no. 29, p. 65-76.
楊学林・厲宝賢・黎文本・周志炎・文世宜・陳不基・葉美娜 (1978)：吉林蛟河盆地晩中生代陸相地層．地層学，**2**，2期，p. 131-145.
——・孫礼文 (1981)：松遼盆地東部的営城組．地層学雑誌，**5**，4期，p. 276-284.
——・—— (1982)：松遼盆地東南部沙河子組和営城組的植物化石．古生物学報，**21**，5期，p. 588-596.
YASHIN, A. L. ed. (1966): *Tectonic Map of Eurasia.* 1 : 5,000,000.
葉得泉・張営 (1981)：大慶油田介形類化石在油層対比中的応用．古生物学報，**20**，no. 1, p. 81-87.
YELISEYEVA, V. K. (1959): Stratigraphy and palaeogeography of the Carboniferous and Permian Formations of Sikhote-Alin. *Intern. Geol. Rev.*, **1**, p. 1-20.
尹磊 明 (1979)：遼東鞍山群．遼河的微体植物群及其他地層意義．中国科学院鉄鉱地質科学会議論文選集，地層和古生物，p. 39-60.
YOSSII, M. (1937): Distribution of igenous and metamorphic rocks in the South Sea Islands under Japanese Mandate. *Proc. Imp. Acad.*, **13**, p. 74-77.
俞建章・林英錫・黄柱照 (1981)：吉林中部早二畳世珊瑚．古生物学報，**20**，4期，p. 273-286,
張武・黄国義 (1982)：遼寧的三畳系．地層学雑誌，**6**，1期，p. 20-32.
周蕙琴 (1981)：遼寧北票羊草溝晩三畳世植物化石組合的発現．中国古生物学会第十二届学術年会論文選集，p. 147-152.
周志炎・陳不基・厲宝賢・文世宜・黎文本・張璐瑾・葉美娜・劉兆生・李再平・楊学林 (1980)：吉林東部延辺地区晩中生代陸相地層．南京地質古生物研究所双刊，no. 1, p. 1-21.
——・陳庵雅・傘文・張川波・張清波張・武蒲栄干 (1980)：黒竜江省雞西・穆陵地区晩中生代地層及其植物組合的基本面貌．同上，no. 1, p. 56-75.
ZIMINA, V. G. (1983): Conifers from the Upper Permian of Southern Primor'e. *Paleont. Jour.*, no. 1, p. 111-119, Trans.
ZONENSHAYU, L. P., KIPARISOVA, L. D. and OKUNEVA, T. M. (1971): First find of marine Triassic sediments in Mongolia. *Doklady. Akad. Nauk SSSR*, **199**, no. 1, p. 161-170. Trans.

(1984年8月6日受理)

地学雑誌　93-6 (1984)

東北大学理学部地質学古生物学教室小史

浅　野　　清

Short History of the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University

Kiyoshi ASANO

仙台に東北帝国大学を設置するという勅令が明治40年6月21日に公布された。これによるとまず，札幌農学校を帝国大学農科大学とするとあり，同年9月から発足したが，本家たる理科大学は，まだ敷地も定まらず，建物もなく，教授・学生はもちろんいない。そこで創設の委員がきまり，初代理科大学教授としてとりあえず次の10名が内定した。

東京帝国大学	真島利行
〃	本多光太郎
〃	矢部長克
京都帝国大学	愛知敬一
東京高等師範	小川正孝
〃	林　鶴一
東京高等工業	片山正夫
第一高等学校	藤原松三郎
農商務省	佐川栄次郎
海　軍	日下部四郎太

これらの人々は，理科大学の開講する予定の43年9月までの満2カ年半の予定で，海外留学の旅にのぼった。時あたかもヨーロッパでは自然科学のめざましい発展時代を迎え，彼等はそれぞれ，専門の大学に専門の師につき最新の知識を吸収した。

42年の秋，ベルリンの本多光太郎を中心として，ほとんど全員が揃って会議を開き，文部省からの予算を，数学・物理・化学・地質の4学科にどのように配分するか，相会した人々は気焔をあげたり，不平を云ったりした。これがベルリン会議と名付けられたものである。

2カ年半の留学期間が了ったところで，仙台での工事が余り進捗せず，開学が丸一年延び44年9月ということになったので，留学期間も半年間延長となり，丸3カ年になった。

43年夏には新しい予算の分配が行われることになり，パリ会議が開かれることになった。8月に文部省から東京帝国大学教授長岡半太郎が出張を命ぜられ，9月に本多・日下部・真島・矢部・佐川・愛知・藤原の7人が長岡を迎えて会談した。その結果予定された4学科のうち，地質学科を開くことを1年延長し，矢部の留学を更に1年延長して満4年とすることになった。そして4学科の予算は3学科に分配することにした。

明治43年12月21日「東北帝国大学」の官制が公布され，さらに省令をもって理科大学は44年1月1日より開設すると公示された。官制が実施される日，東北帝国大学総長事務取扱には時の文部次官岡田良平が任ぜられた。次はいよいよ教授の任命である。海外より帰朝した教授内定者のうちまず2月22日付で，小川・林・本多・日下部の4人が教授に任命された。つづいて3月3日真島，4月1日藤原，6月5日片山，7月27日佐川，7月31日愛知と相ついだ。矢部は地質学科開設延期のため帰朝がおくれたため，海外にあったままで11月1日教授に任命された。この間3月30日官制が早くも改正され，教授定員を24人から35人に，助教授を11人から17人に増加し，続々任官するのに備えたのである。講座は勅令をもって定められ，数学2，物理4，化学3，地質3合計12講座を最初においた。

さて，これらの新任の諸教授は新しい大学の校舎も設備も全然知らなかったし，まだ実際に開業

できるまでには，工事も進んでいなかった。予定の敷地・建物ともに貧弱で欧米の規模雄大な大学で学んだ彼等には失望を与えたようである。

かくて理科大学の実質がようやく具備したとき，専任総長が任命されることになり，3月24日沢柳政太郎が任ぜられた。理科大学長については，教授の間から選ぶことにして，会議の結果，最年長の小川正孝がえらばれ，4月発令された。ついで理科大学規定が文部省の認可を得て4月から実施された。その内容はおおむね東京理科大学に準じたものであるが，注目すべきこととして，東北理科大学では，門戸開放を行ったことである。すなわち，従来，東京・京都の両帝国大学においてその入学資格を高等学校卒業者にせまく限っていたのに対し，高等師範学校や専門学校の卒業生にもその資格を認めたのである。

さて，地質学科は開講が1年おくれて明治45年予定どうり開始され，矢部教授は45年3月帰朝した。授業は9月1日から開始された。

「理科報告」はすでに数・物・化の3学科合同で刊行されていたので，地質学科は理科報告第2集として大版のものが発行されることになった。これは世界的にも著名の出版物となり，後年筆者らが海外を訪れたとき，君の大学では，こういう立派な大型版を出しているとほめられたものである。

地質学科3講座の内容は，

地質学・古生物学	教授矢部長克
応用地質学	教授佐川栄次郎
岩石学・鉱物学	講師神津俶祐
岩石学・鉱物学	助教授大湯正雄
地質学・古生物学	助手江原真伍

開講後数カ月にして佐川教授は辞任し三井鉱山株式会社に転じた。そのため応用地質学は岩崎重三講師によって一時担任された。そのほか，松本彦七郎講師・千谷好之助助手の来任をみた。また実験補助として曾根　広がいた。神津講師は明治45年地質調査所より転じたもので，大正5年在外研究中に教授となった。大湯助教授も大正7年欧米に留学し，大正10年帰朝したが，横浜上陸と同時に入院し，同地において客死した。

かくて大正4年には，後年著名教授となった早坂一郎ほか4名が，大正5年には，やはり著名教授となった渡辺万次郎ほか6名が卒業した。

やがて，大正10年春，矢部・神津両教授協議の上，生物学に関連の深い地質古生物学教室と，物理化学に基礎をおく岩石砿物砿床学教室の分離を決定，同年以来卒業生をも別々に出し，13年8月には官制上もこの分離を認めたのである。

分離後第1回の地質学古生物学教室の卒業生（大正10年）は，長尾巧・半沢正四郎の2人のみであった。この当時の教授は矢部が一般地質学を講じ，新設の古生物学講座は松本彦七郎が担当した。早坂一郎助教授は地史学を，青木廉二郎講師は層位学を，長尾巧講師は岩石学を講ずることになった。旧地質学教室の第3回卒業生（大正6年）吉井正敏は第二高等学校の講師であったが，地質学古生物学教室の兼任講師となり，岩石・鉱物学の講義実験を担当することになったので，長尾講師は層位学を，青木講師は地形学を講ずることになった。

大正15年早坂助教授は，台北大学教授に転ずることになり，外遊の途に上った。青木講師も助教授となって米国に留学することになった。長尾講師は昭和3年助教授となり，北海道大学に新設される地質学教室の教授となるためパリに留学し，昭和5年に北大教授となった。青木助教授は昭和3年在外研究から帰朝し，地形学の講義をつづけていた。半沢講師は，当時地史学・海洋地質学を講じていた。

矢部教授は依然として地質学講座を担当し，大正14年には帝国学士院会員となり，さらに昭和5年には東京帝国大学地震研究所々員を兼ね，益々活発な活動をした。

昭和5年には，大正13年卒業の遠藤誠道講師となり，古植物学の講義を，また昭和2年卒業の田山利三郎も講師となり，地形学の実験を担当した。このころから教室に残留する者が多くなり，野村七平（大正11年卒），外山四郎(大正14年卒)，植田房雄（大正15年卒），稲井　豊(大正15年卒)，尾崎金右衛門（大正15年卒），杉山敏郎（昭和4年卒），小幡忠宏（昭和4年卒），新野　弘（昭和5年卒），森田日子次（昭和5年卒），新保　惠（昭和6年卒），江口元起（昭和6年卒），五十嵐康二

(昭和6年卒)，岩井淳一(昭和7年卒)，馬淵精一(昭和7年卒)，島倉己三郎(昭和7年卒)，西山省三(昭和7年卒)，大瀬知雄(昭和8年卒)，西尾敏夫(昭和9年卒)などが，助手または副手として教室に残留した。むろんこれらの人々は全部揃っていたわけでなく，折しも満州開発が日本の手で進み，昭和7年には，満州国が誕生した年であって，これらの人々も多くは，満州に或いは北支に転出してしまった。

古生物学講座担当の松本教授は，病の故をもって昭和8年休職となり，そのあとへ矢部教授がうつられることになった。したがって地質学講座は青木助教授が講座担当した。昭和10年には，松本教授が休職満期となって退官したので，半沢講師が助教授となり，翌11年には米国に留学した。同年青木助教授も教授となった。

昭和10年卒業の畑井小虎は副手となり，浅野清は大学院へ進んだ。当時大学院は中国在籍の馬延英のみであり，ともに矢部教授の指導をうけた。なおこの年に，日本古生物学会が発足している。

昭和13年半沢助教授在外研究を終えて帰朝し，古生物学講座を分担した。このころ日中の衝突は，満州のみならず，北支・中支にも波及し，国内的にもいわゆる2.26事件が発生したのは昭和11年であった。また昭和13年には，日・独・伊の防共協定が成立し，国家総動員法が公布された。大学での研究も益々不自由となり，浅野は大学院を退学し，南洋庁熱帯産業研究所に入り，専ら海外の調査をしたが，昭和14年にはメキシコに赴任した。この年国民徴用令が公布され，英仏対独宣戦となった。

昭和15年矢部教授が停年退官となり，半沢助教授が古生物学講座を担当し，遠藤講師が助教授，杉山助手が講師となった。この年日独伊三国同盟が成立し，パリが陥落した。

昭和16年には教室多年の念願であった地質学第2講座(東亜地質学)が設けられることになり，北海道帝国大学教授長尾　巧が移り担当することになった。同年半沢助教授が教授となり，古生物学講座を担当し，遠藤助教授は古植物学を，杉山講師は層位学を講義することになった。また浅野はメキシコより帰任し，教室に戻っていた。同年12月8日には，とうとう対英米蘭宣戦布告，ハワイ・マレーの空襲が開始された。

長尾教授は東北大学へ移ってわずか3年にして病没されたので，そのあとへ半沢教授が移り，半沢教授のあとへは遠藤助教授が教授となって古生物学講座を担当することになった。この間，浅野は海軍の嘱託としてパプア出張を命ぜられ，ニューブリテン島ラバウルに滞在中，サンゴ海々戦，ソロモン海戦に遭遇し，一歩も前進できなくなり，帰国，直ちに矢部名誉教授とともに西ニューギニア，マノクワリに向ったが，ここでも爆撃にあい，ジャワに廻って，東南アジアの文献調査をして帰国した。昭和18年に助教授となり，今度は陸軍の嘱託としてスマトラ油田調査隊に加わり，パレンバンに数カ月滞在して専ら有孔虫化石の調査をした。

昭和19年杉山助教授が東京文理科大学に転じ，岩井淳一が満州より帰って助教授となった。この年，米軍はサイパン・テニアン・グアムに上陸，さらに20年には沖縄にも上陸，内地への空襲もはげしさを増した。そこで，仙台でも，大学がそのままでは危険となってきたので，疎開の話が急速に進展し，山形県大石田と砂越の農家を2軒かりて分散疎開することになった。教室の重要財産は列車で運んだ。その疎開先の責任者は遠藤教授と浅野助教授であった。授業はとうてい不可能で，学生は疎開先附近の野外調査に当った。間もなく8月15日を迎え終戦となる。

昭和22年青木教授が病気で亡くなったので，その後任として九州大学から今野円蔵教授が来任し，地質学講座を担当することになった。なお半沢教授担当の東亜地質学講座は戦後，地史学講座と名称が改められた。

昭和26年遠藤教授が熊本大学に転じたので，その後任に浅野助教授が教授として古生物学講座を担当することになった。畑井小虎はさきに復員していたが，同年助教授となり，翌27年には，東北大学教育教養部の吉井正敏教授が停年退官したので，その後任教授となった。なお，この年多年華北にいた小貫義男が終戦後は農林省につとめていたが，転じて助教授として来任した。

昭和28年はまことに記念すべき年となった。それは矢部名誉教授に対して文化勲章が授与されたことである。75歳であった。

学内的には，この年，旧制度の卒業生を出し，また新制度の卒業生も同時に送り出した。

大学院も新制度となり，修士課程２年，博士課程３年となったが，旧制度の大学院も存続し，当時次の５名がいた。金谷太郎・鎌田泰彦・岩佐三郎・藤田博志・中川久夫。

助手としては，北村　信・柴田豊吉・小高民夫・早坂祥三・浅間一男・高柳洋吉の６名であった。

昭和35年，半沢教授停年退官したので，その後任として，宮城教育大学の畑井教授が就任し，地史学講座を担当することになった。また小貫助教授が畑井教授の後任として宮城教育大学に移ったので，小貫助教授の後任にはスイスに留学した北村助教授がなった。

昭和37年には，今野教授が停年，後任として岩井教授が地質学講座を担当することになった。またこの年，暫くカリフォルニアに留学していた金谷太郎が帰学し，古生物学講座の助教授となった。助手には新たに，村田正文と石崎国煕が加った。

昭和39年には，地史学講座の助教授に，ニュージーランドに留学した小高民夫が就任した。このころから永年にわたって片平丁にあった教室が青葉山に移転することになり，大規模の計画が実施されることになった。

昭和46年金谷太郎が金谷ホテル社長に転じたので，古生物学講座の助教授として，スタンフォードに留学した高柳洋吉が就任した。

翌47年には，岩井教授が停年のため退官，地質学講座の教授には，北村　信が，同じく助教授にはドイツに留学した中川久夫が就任した。

つづいて昭和48年には畑井教授が停年，地史学講座教授に小高民夫が，助教授には，スエーデン留学から帰った森　啓が就任した。

引続いて昭和49年には浅野教授が停年，後任には高柳教授が，助教授には石崎国煕が就任した。それで現在助手を含めて次のような構成となっている。

地質学講座　教授北村　信，助教授中川久夫，
　助手大槻憲四郎，遅沢壮一

地史学講座　教授小高民夫，助教授森　啓，助
　手小笠原憲四郎・田沢純一

古生物学講座　教授高柳洋吉，助教授石崎国煕，
　助手尾田太良・長谷川四郎

このほか各講座ともに非常勤講師として他大学から１名を招いて特殊講義を行っている。

以上明治40年(1907)誕生をみた東北帝国大学から今日の東北大学理学部地質学古生物学教室の77年間の概略についてのべた。この間多数の職員・卒業生が出ており，それぞれ立派な業績を残して社会に活躍した。生みの親である矢部教授は，在職中は勿論，停年後も教室に出て研究を重ね，文字通り東北大学を代表する大先生となった。研究範囲も極めて広く，地質学古生物学全般にわたって先駆的役割を果した。正に文化勲章に価する業績を残した。

参考文献

日本地質学会編 (1978)：日本地質学会史．日本地質学会，185p.

東北大学編 (1960)：東北大学五十年史上巻．東北大学，1024p.

東北大学地質学古生物学教室同窓会編(1971)：同窓会ニュース．地質学古生物学教室同窓会，29p.

歴史学研究会 (1966)：日本史年表．岩波書店，332p.

(1984年９月11日受理)

書評と紹介

日本火山学会編：空中写真による日本の火山地形. Ａ５版，総アート11＋192ページ，口絵カラー斜写真３枚，本文立体空中写真72組，内カラー３組，ほかに地上写真・図版等多数，事項索引および索引地図つき。東京大学出版会，昭和59年３月初版，8,500円。

本書は，日本火山学会内に設けられた火山地形ワーキンググループの主要メンバー28名が，「空中写真から火山の地形を判読し，それから多くの情報を得るための手引書」（はしがき）の作成をめざして分担執筆し，同グループのリーダー守屋以智雄金沢大学教授が編集委員長として全体をまとめたものである。本文は，1. 溶岩流，2. 溶岩円頂丘，3. 火砕流堆積面，4. 火砕丘，5. 火口・カルデラ，6. 岩屑流と馬蹄形カルデラ，7. その他の地形，の７章からなり，各章は２ないし４ページの概説と６ないし13項の具体例とによって構成されている。主として守屋氏，一部を荒牧重雄・宇井忠英氏の筆による「概説」は，地形の分類や用語の解説に重点が置かれ，多数の付図・写真・スケッチを駆使したわかりやすい記述はおのずから火山地形の入門書にもなっている。

72項にのぼる豊富な実例写真とその解説は，本書の中心であると同時に最大の特色をなすものである。各項には見開きの２ページが与えられ，奇数ページは１組３枚からなる垂直写真に，その前の偶数ページは，３等分されてそれぞれ説明文，写真と同じ範囲の地形分類図，同じく2.5万分または５万分の１の地形図（３万分の１程度に縮写・一部では拡大）に振り向けられている。一般にステレオ写真を，裸眼でまたは簡易実体鏡を用いるだけで実体観察できるように，双方の写真上の対応点間の間隔を両眼間隔（日本人は平均6.5cm前後）にセットすると，写真内で実体視可能な範囲の幅もほぼこの値に限られてしまう。本書ではこの間隔を最大限に大きくとり，かつ中央の写真の右半分と左半分とを別々に観察するようにして，実体視できる範囲を広げている。各項でとりあげた地域の広さはほぼ10～20km² ほどであり，また280線網版印刷で約２万分の１またはそれよりやや大きい程度の写真縮尺を採用しているので，どの写真も一応申し分ない細部表現を備えているが，なかにはもっとスケールダウンしても全体を同時に実体観察させたい地域，あるいは反対にもっと拡大して局部観察を試みたい対象も，ごく少数ながら散見される。ただしこの問題は多分に客観的な事柄に属するので，必ずしも本書の瑕瑾ではなく，また掲載空中写真のほとんどは国土地理院および林野庁のもので，コース・写真番号も明記されているから，別に購入して鏡式実体鏡などによる広域実体視や細部ないし隣接地域の観察を行うことも容易である。

口絵とも６ページのカラー写真はいずれも魅力的であるが，なかでも第１章１項の「三宅島1983年噴火で生じた溶岩流・爆裂火口」と第４章35項の「西之島新島のスコリア丘」は圧巻である。前者は南に流下した溶岩流と新澪池付近の爆裂火口群の噴火４日後の姿で，指先に熱気が伝わりそうな生々しさであるばかりか，この種の観察対象における色彩・色調の有効性をみごとに示している。一方，噴火停止後６年目に撮影され潮の香ただよう西之島の写真では，新島部分の黒光りする溶岩流やスコリア丘もさることながら，風化褪色がすすみ細ぼそと植生も付着しはじめた旧島の古びた火山地形と，スコリアや海食礫の画きだすビーチの態様が面白い。この項には，新島の生長と波食変形を25段階にわたって示した発達過程図が掲げられているが，この各段階を空中写真で観察できたら，と思うのは評者ばかりではないであろう。

解説文はいずれも1,000字内外で，「概要」と「地形的特徴」からなり，当該火山または地域に詳しい地学者が担当している。文章は簡潔にして要を得ており，写真に関する地形誌的注釈としてはおおむね妥当な長さといえるが，扱われる地形の種類や地域の複雑さによっては，もっと詳細な説明がほしいと感じられる項も皆無ではない。近年の論文を中心として文末に数個ずつ掲げられている「文献」は，そのような読者への配慮でもあろう。ただ，本書が「火山地形を判読するための手引書」としてほんとうに役立つためには，影像の判定基準の明確化，たとえば写真上に認められ

るある種の地形または現象が，何故にＡなる地形または現象であってＢあるいはＣなるそれではないと判断されるのか，といった類の説明がもっと充実される必要がある。

本書の造本はいささか風変わりである。一見したところ，縦書き和書と同じ右開き本の体裁であるが，実際は綴じ代を上にして上方に開く方式で，手前に横３枚続きの立体写真が，その先方に，地形分類図を中心として左に解説文，右に地形図が並ぶ，というレイアウトになっている。そこで，ふつうに机上に広げた場合，Ａ５版にしてはスペースを取りすぎると錯覚されるうえ，遠くに置かれた８ポ組み解説文と細密な付図類は読み易いとはいいにくく，加えてページの繰り方にも，はじめのうちは強い違和感があった。しかし馴れるにしたがって，実体視に便利なこと，写真とその判読結果である地形分類図との対比検討がしやすいこと，書棚への納まりのよいこと（この点はとくに図書室などでの保管に好都合であろう）などの長所に，編者らの工夫を好感できるようになった。本書に関する限り，このレイアウトと造本上の新しい試みは成功だったと認めてよさそうである。

ステレオの空中写真と地形学図や地質図を組み合わせ，地学的な説明を加えた著作物は，戦前から存在した。とくに，オランダで1930年代の後半にニューギニアなど熱帯植民地の写真から編まれた地質判読を植生や地形を介して行うための資料集は，広く地理・地質・鉱床学者らに感銘を与え，photogeology の発達する緒ともなった。戦後は，アメリカ合衆国・フランスその他の国でも，空中写真と地図類および簡単な解説からなる写真・図集が何種類か出版されている。なかには写真測量要員の教育用や軍事判読用などに傾くものもあったが，それらをも含めてこの種の出版物は，それぞれがそれなりに地学的研究における空中写真判読術の向上に役立ってきた。ここに，対象を火山に絞り，大量の実例を集中することによってその全容に迫ろうとする本書は，日本の諸火山の地形誌的集大成として深い意義をもつと同時に，鮮明で階調豊富な写真版，精巧な地形図，詳細な地形分類図および適切な解説文などによって，判読資料としての写真・図集類のなかでも，一段と高い位置を占めるものと評価できる。１例を除いて対象を国内に限ったために，現存する火山地形を網羅することはかなわなかったにせよ，火山の種類に富み火山研究の盛んな日本にして初めて実現できた企画であり，また，それにふさわしい出色の出来栄えであるといえる。いくぶん望蜀の感もあろうけれど，海外調査も活況を呈しつつある当今のこと，遠からぬ日に本書の国外編が続刊されることを期待してやまない。

（佐藤　久）

協会記事

理事会（昭和59年度第3回　昭和59年9月21日）
出席者：和達会長，佐藤（光）・矢沢両副会長
坂倉，佐藤（茂），前島，西川各理事
議　事：
1. 会員の入退会
入会者：鳥居鉄也，杉山哲男　以上2名
退会者：日高孝次，家坂貞男　以上2名死去退会
2. 昭和59年度第2回評議員会は下記によることに決定した。
日時：10月20日（土）12：00～14：30
議事：会長・監事及び評議員候補者推薦委員会の件
報告：地学雑誌特別号（最近の地学―1984）の進捗状況
3. 秋季講演会は下記により評議員会後催すことに決定した。
日時：10月20日（土）14：30～17：00
演題：日仏共同研究“KAIKO”1984の成果について
飯山敏道，中村一明，小林和男
4. ストックホルム大学 V. シット教授特別講演会について打合せた。
5. 日本地学史の編さんに関しては，本年度中は検討会として内容をつめ，その結果に基づき将来の処置を決めることとした。
6. 日本学術会議に対する学術研究団体としての登録は，第1順位地質学，第2順位地理学，第3順位地球物理学及び第4順位人文地理学として申請することとした。
7. 朝日賞に対し，「東南アジアの古生物の研究とその成果の刊行」を前年度に引続き推薦することを決定した。
8. 秩父宮記念学術賞の候補者推薦については更に検討することとした。

編集委員会（59年度第4回　昭和59年10月5日）
出席者：前島委員長，石川，井上，大竹，神戸，式，杉浦，高橋，鎮西，浜田，松田各委員
議　事：第93巻6号の編集について議し，掲載論文等を決定した。

評議員会（59年度第2回　昭和59年10月20日）
出席者：和達会長以下14名，委任状提出者22名合計36名，佐藤（久）・佐藤（恭）両監事
議　事：
1. 会長・監事及び評議員選挙候補者委員会委員が次の通り選出された。佐藤光之助，矢沢大二，飯島　東，梅沢邦臣，坂倉勝彦，佐藤　茂，奈須紀幸，西川　治，肥田　昇，前島郁雄　以上10名

庶務委員会（59年度第1回　昭和59年10月22日）
出席者：坂倉委員長，飯島，佐藤（茂），中村，奈須各委員
議　事：
1. 飯島・中村両委員作成の地学協会紹介パンフレット原案を審議決定し，理事会に提出することとした。

編集委員会（59年度第5回　昭和59年11月13日）
出席者：前島委員長，石川，井上，大竹，神戸，杉浦，鎮西，浜田，松田，米倉各委員
議　事：第94巻1号の候補論文について審議した。

編集委員会（59年度第6回　昭和59年12月14日）
出席者：前島委員長，石川，井上，神戸，高橋，鎮西，浜田，松田，米倉各委員
議　事：第94巻1号の編集について議し，掲載論文等を決定した。

訃　報
本協会会員　赤木　健氏は昭和59年10月25日逝去された。ここに謹んで哀悼の意を表する。
会　長　和達清夫

地学雑誌第93巻総目次

論説・報告

短報・資料

昭和58年度助成研究要旨

書評と紹介

講　演　会

紙　碑

口　絵

Contents of Journal of Geography, Vol. 93, 1984

Articles · Short Reports

東京地学協会 取扱い出版物　▲印　新刊

日本地質図　〒450円

No. 5，日本炭田図	縮尺1/200万	890円
No. 8，日本温泉分布図 ｝組の場 合1,950円 〒 500円	〃	1,280
日本温泉鉱泉一覧		930
No. 9，日本油田ガス田分布図	〃	1,150
No.11，日本の火山（２版）	〃	1,350
No.13，日本変成相図　説明書付	〃	700
No.14，日本鉱床生成図（鉱種・時代）	〃	720
No.15-1，日本鉱床生成図（モリブデン・タングステン・錫）	〃	940
No.16-1，絶対年代図（花崗岩）	〃	650
No.16-2，絶対年代図（変成岩）	〃	900
No.17-1，粘土鉱床分布図説明書付	〃	1,370
No.17-2,3,4，日本鉱床分布図（銅・鉛・亜鉛・マンガン）	〃	3,010
No.17-5,6，日本鉱床分布図（金・銀・水銀・硫黄・石膏）	〃	2,120
No.18，日本活断層図　説明書付	〃	930
No.19-1，日本熱水変質帯分布図	〃	1,540
熱水変質帯・温泉沈澱物一覧		990
No.20，日本地熱資源賦存地域分布図	〃	1,330
No.21，日本温泉放熱量分布図	〃	1,310
日本地質図 第３版（1968，凡例英文）	縮尺1/500万	560
日本地質図 第４版（1982，凡例英文）	縮尺1/500万	1,340

地質構造図　〒450円

No.1，秋田	縮尺1/ 50万	890
No.4，伊豆半島活断層図 説明書付	1/10万・1/5万	1,390
No.5，信越地域活構造図	1/ 20万	1,560
No.6，秋田・山形地域活構造図	1/ 20万	2,060

活構造図　〒450円

▲No.4，札幌	縮尺1/ 50万	1,590
No.6，秋田	〃	1,710
▲No.7，新潟	〃	1,700
No.8，東京	〃	1,620
No.11，京都	〃	1,660
No.13，高知	〃	1,460
▲No.15，鹿児島	〃	1,440

特殊地質図　〒450円

No.11，山形市北部　説明書付	縮尺1/ 5万	850
No.13，佐世保北部	1/2.5万	850
No.15，石狩沖積低地　説明書付	1/ 10万	1,240
No.17，鬼首	1/2.5万	650
No.20，東京湾とその周辺地域　説明書のみ	1/ 10万	1,080
No.21-1，豊肥地熱地域地質図　説明書付	1/ 10万	2,310
No.22，静岡・御前崎及び横須賀地域重力図	1/ 20万	780

水理地質図　〒450円

No. 4，山梨県釜無川・笛吹川流域	縮尺1/ 5万	650円
No. 5，香東川・土器川・財田川流域 説明書付	1/ 10万	650
No. 6，愛媛県金生川・加茂川・中山川流域　説明書付	1/ 10万	650
No. 7，千葉西部	1/ 10万	650
No. 8，奈良県大和川流域	1/ 5万	650
No.11，長野県松本盆地　説明書付	1/ 5万	650
No.12，兵庫県南西部　説明付	1/ 10万	650
No.13，佐賀・福岡県筑後川中流域	1/ 5万	650
No.15，都城盆地　説明書付	1/ 10万	650
No.16，仙台湾臨海地域	1/ 10万	840
No.17，高知県鏡川・国分川・物部川流域	1/2.5万	650
No.18，福岡・大分県山国川・駅館川流域	1/ 5万	650
No.19，熊本県白川・黒川流域	1/ 5万	650
No.20，鳥取県日野川流域	1/ 5万	840
No.21，福岡県矢部川中流域	1/2.5万	840
No.22，山梨・長野県釜無川上流域	1/ 5万	1,110
No.23，長野・群馬県湯川・吾妻川流域	1/ 5万	1,390
No.24，長野県千曲川中流域	1/ 5万	1,390
No.25，島原半島	1/ 5万	1,510
No.26，長崎県諫早・北高地区	1/ 5万	1,260
No.27，長野県上川・柳川・宮川流域	1/ 5万	1,260
No.28，福島県郡山盆地	1/ 5万	1,390
No.29，福島盆地	1/ 5万	1,540
No.30，甲府盆地	1/ 5万	1,530
No.31，長野県千曲川・犀川流域	1/ 5万	1,620
No.32，新潟県高田平野	1/ 5万	1,790
▲No.33，徳島県吉野川下流域	1/ 5万	1,390
▲No.34，徳島県那賀川下流域	1/ 5万	1,390
▲No.35，長野県伊那谷地域	1/ 5万	1,780
▲No.36，静岡県天竜川流域	1/ 5万	1,390

火山地質図　〒350円

No.1，桜島火山 裏説明書	縮尺1/2.5万	1,210
No.2，有珠火山 裏説明書	1/2.5万	1,140
No.3，草津白根火山 裏説明書	1/2.5万	1,510

地熱地域等重力線図〔北海道・本州・九州〕（20地域）	縮尺1/ 5万	〒1000円 3,730
日本地質図索引図第２集（Ｉ）（1960～69）	日本東部 〒 500円	3,160
日本地質図索引図第２集（II）（1960～69）	日本西部 〒 500円	3,700
日本地質図索引図第３集（1970～74）	〒1000円	4,710
日本地質図索引図第４集（1975～79）	〒1000円	6,000
英文鉱産誌（日本の地質概要の説明書：430頁）1977発行	〒 700円	3,780
▲地 質 図 目録図 1984年版（既刊の地質図の名称と区域を地図上に纏めたもの）	**〒 300円**	800

東京地学協会 取扱い出版物

▲印　新刊

日本炭田図　〒 500円（1.2.8.13は都内 700円 第一地帯800円第二950円第三1,100円）

No. 1，常磐炭田図　説明書付	縮尺1/　5万	1,760円
No. 2，北松炭田図　〃	1/2.5万	2,930
No. 3，留萠炭田大和地区　〃	1/2.5万	730
No. 4，常磐炭田泉地域　説明書付	1/　1万	730
No. 5，釧路炭田新縫別地域　〃	1/　1万	730
No. 6，石狩炭田東芦別地域　〃	1/　1万	1,330
No. 7，釧路炭田北西部　説明書付	1/　2万	1,330
No. 8，雨竜－留萠　〃	1/　2万	2,930
No. 9，佐世保市南西部　〃	1/　1万	1,330
No.10，新潟県赤谷　〃	1/ 5000	1,330
No.12，佐世保西南部地域　〃	1/　1万	1,760
No.13，天北炭田　炭層対比図炭柱図	1/2.5万	2,650

海洋地質図　〒 450円

	縮尺	
No. 2，対島－五島海域表層底質図	1/ 20万	1,350
No. 3，相模灘付近海底地質図(付図4) 説明書付	1/ 20万	1,840
No. 4，相模灘付近表層堆積図(付図3)	1/ 20万	1,630
No. 5，紀伊水道南方海底地質図(付図3)	1/ 20万	1,700
No. 6，紀伊水道南方表層堆積図(付図2)	1/ 20万	1,280
No. 7，琉球島孤周辺広域海底地質図 (付図7)	1/100万	3,610
No. 8，西南日本外帯沖広域海底地質図	1/100万	2,000
No. 9，八戸沖表層堆積図(付図5)	1/ 20万	2,350
No.10，八戸沖海底地質図(付図3)説明書付	1/ 20万	1,970
No.11，日本海溝・千島海溝南部広域海底地質図 (付図4)	1/100万	2,650
No.12，西津軽海盆表層堆積図(付図6)	1/ 20万	2,440
No.13，日本海南部及び対島海峡広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,430
No.14，北海道周辺日本海・オホーツク海広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,750
No.15，日本海中部海域広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,990
No.16，紋別沖表層堆積図(付図3)	1/ 20万	2,460
No.17，小笠原島弧北部広域海底地質図 (付図3)	1/100万	2,600
No.18，小笠原島弧南部及びマリアナ島弧北部広域海底地質図(付図3)	1/100万	2,530
No.19，中部太平洋フリー・エア重力異常図	1/200万	1,390
No.20，隠岐海峡海底地質図(付図3)	1/ 20万	2,530
No.21，中部太平洋マンガン団塊分布図	1/200万	1,510
No.22，釜石沖海底地質図(付図3) 説明書付	1/ 20万	2,710
No.23，日本周辺海底地質図	1/300万	1,550
▲No.24，房総半島東方海底地質図	1/ 20万	2,570
▲No.25，釜石沖表層堆積図	1/ 20万	2,770

空中磁気図　縮尺$\frac{1}{20万}$　〒 450円

I．酒田－村上－弥彦－糸魚川海域 [$\frac{1}{50万}$ 1枚，$\frac{1}{20万}$ 3枚]	1,030円
II．稚内－利尻－遠別－留萠－札幌海域（4枚）	1,030
III．浜頓別－雄武－網走海域（2枚）	590
IV．御前崎－浜松－豊橋海域（2枚）	590
V．西九州長崎－川内海域（1枚）	590
VI，VII．気仙沼－磐城－日立－鹿島－鴨川海域（5枚）	1,030
VIII，IX，X．厚岸－襟裳－函館－積丹海域（7枚）	1,030
XI，XII．輪島－福井－陸奥－宮古－花巻海域（7枚）	1,030
XIII．福井－豊岡－隠岐海域（2枚）	590
XIV，XV，XVI．豊橋－串本－室戸－佐多岬海域(8枚）	1,550
XVII，XVIII．天北－十勝地域（2枚）	590
XIX，XX．日高－大雪地域（2枚）	590
XXI，XXII．奥尻－津軽－男鹿半島－酒田海域（4枚）	1,030
XXIII．五島列島－野母崎－男女群島－甑島海域(2枚)	1,030
XXIV．北見地域（2枚）	590
XXV．大隅半島－屋久島－種子島東方海域（2枚）	1,030
XXVI．佐渡相川－輪島－糸魚川－七尾海域（2枚）	1,030
XXVII．伊豆沖－相模灘－伊豆諸島－房総沖海域(3枚）	1,030
XXVIII．常磐沖東方海域（4枚）	1,030
XXIX．日本周辺海域　縮尺1/100万（3枚）	1,030
XXX．三陸沖東方海域（4枚）	1,030
XXXI．関東沖東方海域（4枚）	1,030
▲XXXII．沖縄島北西方海域	1,030

北海道金属非金属鉱床総覧　縮尺$\frac{1}{80尺}$　〒 450円

II．新第三紀の鉱化作用	590
III．古生代後期－第三紀初期の鉱化作用	560

日本油田・ガス田図　〒 450円

No. 1，青山奥	縮尺1/　5万	820
No. 2，横浜（断面図，柱状図付）	1/1.5万	820
No. 3，横須賀	1/　2万	820
No. 5，五城目南部（断面図付）	1/1.5万	820
No. 7，魚沼（断面図2及び説明書付）	1/　5万	3,410 〒800円
No. 8，本宿（断面図，外1付）	1/2.5万	1,510
No. 9，七谷	1/2.5万	820
No.10，茂原（1/5万1枚，1/1.5万2枚）	1/5万・1/1.5万	2,140
No.11，佐渡（南北2枚）} 組の場合 2,600円	1/　5万	1,510
同上説明書		1,510

東京地学協会 取扱い出版物　　▲印　新刊

1/5万 地質図及び説明書〔左上から定価の順，同一価格はアイウエオ順，△印説明書なし，（　）内は地形図の名称〕

440円〒350円
- △羽前金山

450円〒350円
- △網走

460円〒450円
- 赤穂
- 秋葉山
- 上松
- 足尾
- 厚田
- 阿仁合
- 飯田
- 石狩
- 今治西部
- 伊予三崎
- 岩内
- 岩館
- 宇部
- 宇部東部
- 襟裳岬
- 大垣
- 大迫
- 大畑
- 大屋市場
- 尾花沢
- 渡島小島
- 鬼鹿
- 小浜
- 飫肥
- 蟹田
- 海南
- 金沢
- 唐津
- 冠島
- 霧島山
- 串本
- 鞍岡
- 国分
- 小泊
- 昆布森
- 猿留
- 須坂
- 田沢湖
- 但馬竹田
- 垂水
- 丹後由良
- 妻籠
- 土淵
- 都農
- 津山東部
- 都井岬
- 当別
- 動木
- 苫前
- 富高
- 那智
- 西方
- 沼田
- 鋸崎
- 羽幌
- 浜益
- 東茂住
- 燧岳
- 人首
- 平戸
- 船津
- 幌加内
- 本岐
- 幌泉
- 母衣月
- 神子元島
- 三日市
- 三厩
- 鵡川
- 森吉山
- 門別
- 焼尻島
- 湯本
- 吉野山
- 呼子
- 留萌

600円〒450円
- △青谷・倉吉
- 荒島岳
- 伊万里
- 内之浦
- 渡島大島
- 大槌・霞露岳
- 大間・佐井
- 大村
- 蠣ノ浦
- 加治木
- 勝本・郷ノ浦・芦辺
- 金木
- 鹿屋
- 上里
- 川口
- 草津
- 小口瀬戸
- 三渓
- 志布志
- 城端
- 新宮・阿田和
- 周匝
- 川内
- 男女群島
- 達布
- 田並
- 太良鉱山
- 近川
- 月形
- 付知
- 徳舜瞥
- 仁位
- 根雨
- 羽島
- 八幡平
- 初浦
- 肥前高島付野母崎
- 日向青島
- 肥前江ノ島
- 深浦
- 三島（伊予三島）
- 三田井
- 見付・掛塚
- 焼石岳
- 八幡浜・伊予高山
- 陸中野田
- 涌谷
- 若柳

890円〒450円
- △伊東
- 邑知潟・虹ガ島
- 五所川原
- △横田
- 脇野沢

1,390円〒450円
- 粟島
- 磯浜
- 稲取
- 伊良部島
- 岩沼
- 魚津
- 渡島福島
- 川尻
- 金華山
- 熊石
- 五城目
- 修善寺
- 下田
- 尻屋崎
- 多良間島
- 鶴居
- 利島
- 富江
- 那珂湊
- 野尻
- 都城
- 御蔵島
- 三崎
- 陸奥川内
- 屋久島西南部
- 八雲
- 米内沢

1,510円〒450円
- 羽後和田
- ▲国縫
- 小諸
- 酒田
- 知内
- 大樹
- 大正
- 館
- 多里
- 津幡
- 宮古島北部

1,840円〒450円
- 相沼
- 秋田
- ▲浅虫
- 浅舞
- 油川
- 石岡
- 上石見
- 木古内
- 静岡
- 千歳
- ▲名古屋北部
- 古川
- 本荘
- 神門
- ▲宮古
- 八ガ岳
- 湯沢
- 遊楽部岳

2,390円〒500円
- 市野瀬
- 伊予鹿島・宿毛
- 魚貫崎及び牛深
- 大阪西北部
- ▲長万部
- 帯広
- 象潟
- 栗栖川
- 神津島
- 坂城
- 薩摩硫黄島
- 白木峰
- ▲須磨
- 太平山
- 竹田
- 津島
- 中甑
- 中浜
- 早岐
- 藤沢
- 三日町
- 宮古島
- 諸塚山
- 横浜
- ▲吉岡
- 与那国島
- 若桜

2,390円
〒｛都内700円　第一地帯800円　第二地帯950円　第三〃 1,100円｝
- 浜松

2,510円〒500円
- 奥尻島北部及び南部

2,550円〒500円
- 岩国
- 松島

2,580円〒500円
- 信濃池田

2,610円〒500円
- 鴨川
- ▲塩釜

2,620円〒500円
- 亀山

2,670円〒500円
- ▲石巻

2,680円〒500円
- ▲四日市

2,700円〒500円
- 龍神

2,750円〒500円
- ▲御岳昇仙峡

2,760円〒500円
- ▲彦根西部

2,790円〒500円
- 江住

2,850円〒500円
- 上郡

2,880円〒500円
- ▲能代

2,940円〒500円
- 越後湯沢

2,980円〒500円
- 神戸

3,290円〒500円
- ▲宮崎

3,350円〒500円
- ▲東京西南部

3,420円〒500円
- ▲姉崎

3,600円〒500円
- 三瓶山

東京地学協会 取扱い出版物 　　▲印　新刊

1/7.5万 地質図 及び説明書 490円〒450円	1/20万 地質図 〒350円（左上から定価順，アイウエオ順）						1/50万 地質図 〒350円
鬼首 高松 徳島 勿来 脇町 説明書なし 塩原 420円 津和野 490円	440円 石巻 伊良湖岬 男鹿島 高知 野辺地 羽幌 松山 輪島	620円 網走 酒田 標津 深浦 稚内 870円 尻屋崎 天塩	1,140円 剣山 鳥取 根室 留萌 1,310円 大多喜 釧路 知床岬 豊橋	野母崎 宮古島 1,520円 ▲紋別 1,530円 田辺 1,570円 ▲千葉 1,630円 久慈 1,670円 名古屋	1,780円 横須賀 1,830円 姫路 1,850円 松江及び大社 1,870円 旭川 1,880円 延岡	2,020円 ▲盛岡 2,060円 枝幸 2,140円 室蘭 2,350円 弘前及び深浦 2,460円 札幌 2,510円 秋田及び男鹿	500円 奄美大島 八丈島 青森 種子島 1,960円 鹿児島 2,010円 ▲網走 2,320円 釧路 2,410円 京都(第4版)

備考：遠隔地の方で，郵送希望の時には注文品の代金に送料を加えて前もってご送金下さい。送料は１部についてで，その中には発送手数料が入っています。注文品が２部以上の時には，全体としての送料になりますので，事前にご連絡下さい（正会員は定価の一割引)。**振替口座　東京０－６６２７８**

第一勧業銀行　麹町支店（普）１４０４０４４，三菱銀行　麹町支店（普）４０４８１０３

銀行振込の場合〔銀行の送金手数料は購入者側で負担して下さい〕には，銀行からはお名前と金額しか知らせてきませんので，事前に注文品と住所・氏名をお知らせ下さい。なお現金書留は勿論結構ですが，郵便切手同封によるお申し込みは取り扱いません。**入金次第発送申し上げます。**

なお国立私立大学・高校等の公共機関で**公費後払いの場合には，先にハガキなどでご注文下さい**（請求書等必要書類及びその部数もご指示願います)。**注文品発送と同時に定価に送料を加えて請求させて頂きます。**　　以上

通産省 工業技術院 地質調査所発行の地質図幅
総販売元　〒102 東京都千代田区二番町12－2
社団法人　東京地学協会
電話 東京（03）261-0809，262-1401

▲ 地学雑誌　特別号‘最近の地学－1983”(92巻７号)は，900円（送料共）で発売しております。(正会員割引無)
昭和59年２月～12月発行の地学雑誌（93巻１～７号）は１カ年11,400円（送料共）で購読予約を受け付けております。
地学雑誌総目録（1879～1980）3,000円（送料共）を発売しております。(正会員割引無)

斉藤報恩会発行，増田孝一郎・野田浩司著：日本の第三紀及第四紀軟体動物のチェックリスト（1950－1974）
（正会員割引無）定価 9,000円 〒都内 700円，第一地帯 800円，第二 950円，第三 1,100円

地　学　雑　誌　第865号　昭和59年12月20日印刷
昭和59年12月25日発行

編集兼発行者　前　島　郁　雄

発行所　社団法人　東京地学協会　東京都千代田区二番町12-2
〒102　電話　東京(03)261-0809　振替口座東京0-66278

印刷所　一ツ橋印刷株式会社　東京都品川区上大崎3-12-15

ISSN 0022-135X

地學雜誌

JOURNAL OF GEOGRAPHY

Vol. 93, No. 7 (866), 1984

最近の地学

Progress in the Geosciences

1984

TOKYO GEOGRAPHICAL SOCIETY
(TOKYO CHIGAKU KYOKAI)
Founded in 1879
Nibancho, Chiyoda-ku, Tokyo

目　　次

CONTENTS

地学雑誌93-7（1984）

歴史時代の気候復元
―特に小氷期の気候について―

前 島 郁 雄*

Reconstruction of the Little Ice Age Climate

Ikuo MAEJIMA

I. 序

1890年代から1940年代へかけての気候の世界的温暖化が，近年寒冷化へと移行し，気候に対する人為的影響が論じられるようになって，気候変化に対する関心は今や各方面で高まりつつある。半世紀前には，歴史時代の気候が現代の気候と異なっていたか否かについて論争が交わされるほど，過去の気候についての知識は乏しいものであった。しかし，近年歴史時代の気候の復元が急速に進むにつれて，最近1000年間の気候の実体は漸やく明らかになりつつある。

気候の歴史にしたがえば，気候はたえず変化しているものであり，それは人為が加わることとは独立した自然の現象であるということが，現在では認められるようになった。この変動の大きさとタイムスケールを明らかにすることは，人間社会の諸計画の立案に際して不可欠であり，また，人為の気候への影響の程度を知るためにも，自然の変動の実態を明らかにしておくことが望まれる。また一方，提案されている気候モデルを吟味するためにも過去の気候データが必要である。このようにしてわれわれは将来の気候像を展望することができる。

世界ですぐれた気候史料を提供できるのはヨーロッパと東アジアである。その分析の結果，過去1000年は氷期以降としては気温，降水量の大きな変動を経験した時期であることが知られるようになった。900～1300年のいわゆる中世の温暖期とそれに続く1550～1850年の寒冷期が地球規模で存在したことはほとんど疑いをいれない事実である。後者の寒冷期には山岳氷河や海氷が最終氷期以降最も発達したことが確実で，これは小氷期 Little Ice Age の名で呼ばれる（たとえば LAMB 1972）。そしてこれに続く温暖化の極は今世紀の前半にわれわれが経験したところのものである。

歴史時代の気候変動のタイムスケールと地理的パターンを明らかにすることはとくに重要な問題である。大気現象の時間・空間のスケールの対応は当然気候変動においてもみられるはずである。現在，変動の時間スケールについてはかなり解明されてきたが，地球規模でその同時性を議論するのにはデータの不足が障害となっている。ヨーロッパの豊富な材料に対応させることが可能なのは日本と中国のそれである。日本では，近年気候学者の協力により，気候史料の発掘とコード化への試みが行われている（吉野 1982, 1983）。また，近年における歴史時代の気候復元の研究はいちじるしく学際的性格をおびつつあり，気候学者，気象学者のほかに，歴史学者，考古学者，植物学者，化学者，天文学者，地質学者，地理学者，人類学者などが加わっており，史料と資料の吟味，気候復元の方法にいちじるしい進歩がもたらされているのが特徴である（たとえば OESCHGER 1980, ROTBERG and RABB 1981, WIGLEY, INGRAM and FARMER 1981, SMITH and PARRY 1981 など）。

---

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

本稿では近年における多くの成果にもとづき，とくに小氷期の気候復元を中心としてのべたいと思う。

II. 気候復元のための資料と方法

後氷期から歴史時代にかけての気候を復元するための資料にはさまざまなものがある。文書が存在しない時代については花粉，海水準，氷縞粘土，植物遺体の C^{14} 年代，年輪，氷河堆積物などが，あるものは単独に，あるものは組合せて用いられる。

歴史時代の最も重要な資料は気候状態を直接，間接に記録した古文書である。ただヨーロッパでは17世紀半ばには近代的気象観測が一部で始まっており，日本はこれより200年以上遅れているので，歴史時代という呼び方は定義のしかたが難しいが，ここでは器械観測以前の時期とすることにする。

天候の記述がある古文書の中でも，器械によらないが定期的観測を記録したものは利用価値が高い。その中には風向や風の強さを記したものがあり，これは総観気象学的観点からみてとくに意味がある。ヨーロッパではオックスフォードにおける MERLE (1337—44年)，チューリヒにおける HALLER (1545—76年)，スウェーデン（当時はデンマーク）のヴェーン島における TYCHO BRAHE (1582—97年)，カッセルにおけるヘッセン領主 HERMANN 4世（1621—50年）などの連続した天候記録は当時の気候復元に役立っている。また，チューリヒ近郊の毎日の記録（1683年以降）は器械観測時代に接続して，17世紀以降の気候復元の役立てられている（PFISTER 1978, 1980）。この種の記録の1つとして，三條西実隆の日記の天候記事を用いて1500年を中心とした室町時代後期の気候が論じられた（MAEJIMA 1966, YAMAMOTO 1971）。弘前藩庁の日記に記載されている天候記事（1661—1867年）は，その連続性，その記事内容の詳しさからみても，恐らく世界でも一級の資料価値をもつものと思われる（MAEJIMA *et al.* 1983）。これを用いて日本の小氷期の時代区分が試みられ（前島・田上 1983, Maejima and Tagami 1983），他の地点との天候の共時的分布を用いてある年の天候推移を復元する試みがなされている（MAEJIMA and KOIKE 1976，谷治・三沢 1981，三上 1982 a 1983 b）。後者は当時の循環の季節的特徴を復元しようとするもので，最近における手法の細密化の傾向を示している。

それより一層直接的なのは歴史時代の天気図の作成であり，北東大西洋域の1588年の夏の60余日の天気図（DOUGLAS *et al.* 1978）と1781—1786年のヨーロッパと北東大西洋域の天気図（KINGTON 1980）が得られている。このような成果の積重ねは，過去の気候の近代気象学的理解に役立つ所が大である。

間接的に過去の気候を示す材料は最近では代用データ proxy data とよぶことが多い。これには作物の豊凶，年貢・租税の記録，植物・作物季節，氷河の動き，湖海の凍結，年輪成長量，洪水・高潮の発生などがある。これらの材料は，時間的にも空間的にも断片的であり，しかも観測時代と同様の精度での分析が期待できない難点をもつが，ヨーロッパでは近年これらを用いた，慎重かつ詳細な研究が進められている。ブドウの収穫期日は春から秋（3—9月）の気温の平均状態と相関が高いことを利用して，15世紀以降の夏の天候史が詳論されているし（LADURIE 1971），アルプスの氷河のスケッチ，写真類から各時期の氷河の消長を復元した研究（LADURIE 1971, ZUMBÜHL 1980），作況などをこれと関連させてスイスの最近450年の気候を復元した研究（PFISTER 1975, 1980）などはその代表的なものである。年輪年代学的ないし年輪気候学的な研究はアメリカ合衆国のアリゾナ大学を中心として発展させられた。この方法は半乾燥地のような気候の地域では乾燥・高温と湿潤・低温が年輪成長量と相関がよいとされており，大きな成長量は後者の条件の下で起る。合衆国西部については1500年以降について気候変動の実態が明らかにされ，気温や気圧の分布まで復元することが試みられている（FRITTS 1976, 1979, HUGHES *et al.* 1981）。しかし，東アジアやヨーロッパのような湿潤気候下での年輪と気候の関係はまだ不明な部分が多く，今後の研究にまたねばならない。

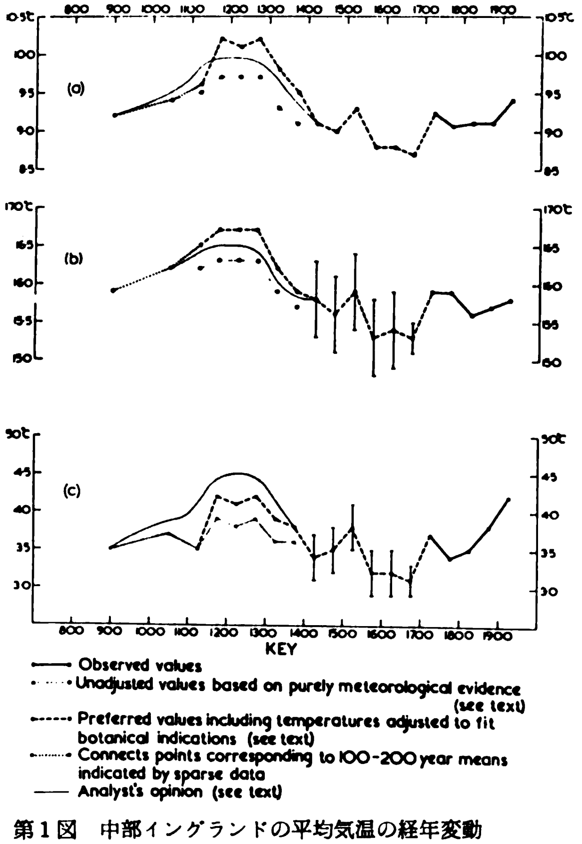
間接的材料からの気候復元には，当然のことながら，その材料が指示できる気候特性を確定できること，また，複数の材料による同一地域でのクロスチェックが不可欠であり，このような成果の蓄積にもとづき，

気候変動の空間パターンの復元へと進むことがこれからの課題である。このようにして過去1000年程度の気候変動の理解が進めば，将来100—200年の気候の予測に重要な基礎を与えることになろう。

III. 小氷期以前の気候

紀元前5000—3000年にその最盛期となった，いわゆる Climatic optimum または Hypsithermal とよばれる温暖期以降現在に至る間に，いくつかの温暖期と寒冷期が繰返し起ったが，この紀元前の温暖期の水準に再び達することはなかった。それに次ぐ温暖期が中世に出現したものである。

北西ヨーロッパと中部ヨーロッパではこの温暖期のクライマックスは1150—1300年頃に起った。東ヨーロッパ，グリーンランドではそれは1世紀ほど早く，1200年頃にはスイス・アルプスも含めて，夏は多雨，冬は寒冷へと向いはじめた。しかし，この寒冷化はのちの小氷期のものほどではなかった。中世の温暖期にはイングランド南部でのぶどう栽培の記録が Domesday Book (1085年) その他にある。グリーンランド近海では北緯70°までの海域に980—1200年の間には流氷はまったくなかったが，それ以降急速にその出現回数が増大する。この温暖期にはヨーロッパの中位山地やアルプスでは森林限界は現在より100—200m高い位置にあり，氷河はいくつかの地点については，現在の位置より後退していたことが知られている。諸種の証拠から，この時期の気温は，イングランド中部では，1900—1950年の平均気温より，0.5—0.8°C，小氷期の1550—1700年より1.2—1.4°C高かったと推定されている（第1図）。日本でも10〜12世紀は同様に温暖期で，現在より2—3°C 高かったということがいわれている（山本 1976）。



第1図　中部イングランドの平均気温の経年変動 (50年平均)
（a）全年平均　（b）7—8月の平均
（c）12—1—2月の平均 (LAMB 1968)

1300年以降，気候はかなり気まぐれで大きな変動を示し，小氷期へとかなり急速に移行する。この移行期にはイングランドや北海沿岸で暴風頻度の増大による高潮発生の記録が多く，西ヨーロッパ各地に洪水と干ばつ，暖冬と寒冬など相反する極端な天候がしばしば発生している。高潮発生に対する気候学的な説明として，温暖期による海水準の上昇と，北極海の冷却が始まって偏西風が強まったことの2つが組合わさったためとされる(LAMB 1977)。ヨーロッパにおけるぶどう畑の拡張は1300—1310年には休止し，1310年代には3度も不作に見舞われ，飢饉，人口減少，農家の離村などが相次いだ。1430年代もまた特異な期間であり，寒冬・暑夏が相次いで発生した。それは，スカンディナヴィア上に高気圧が発達することが異常に多く，これに対してアイスランドはこの高気圧の西側に位置したため南風の頻度が高く温暖な様相を呈した結果，東西方向の天候差が増大したことに

よると考えられる。

他方，スコットランドでの耕地の後退は，この時期の気温の急な低下と関係があることが歴史地理的手法で明らかにされた（PARRY 1978）。その理由としては，作物の成育期間の短縮がまずあげられる。それは1400年には3週間に及び，17世紀には1300年以前より5週間も短かくなったと推定されている。また，蒸発の減少のため土壌水分が増加し，湖沼・湿地の面積が増大したことも，もう1つの理由とされる。

IV．小氷期の気候

それ以前の期間にくらべて，小氷期には記録が豊富になり，ヨーロッパのみならず，北米，東アジアでも寒冷な気候が支配したことを示す証拠が多い。

イギリスではテームズ川の凍結は900—1400年代までは10年に1.16回の割合で発生したにすぎないが，1550年代，1600—1700年代にはそれが6倍に急増したことによっても，16世紀からの急激な寒冷化を知ることができる（SCHNEIDER 1976）。すでにふれたカッセル，チューリヒ，ヴェーン島の記録は，16世紀後半から17世紀前半にかけて冬の気温が今世紀前半より1.5〜2.0°C低かったことを示している。ヴェーン島の風のデータから，当時はデンマークでは東ないし南東風が冬季に卓越していたことが明らかで，この事実は，現在のヨーロッパの大気循環に関する知見によれば，スカンディナヴィア上空にブロッキング高気圧が停滞する顕著な循環の偏りを示唆するものである（FLOHN 1949）。

アルプスの氷河の動きは，氷河の質量収支を詳しく検討した結果によれば，5—9月の正の気温の積算値と最も高い相関を示す（HOINKES 1971）。また，ある氷河の前進・後退には，1年だけでなく数年間の夏の天候条件が関わるとされる（ZUMBÜHL 1980, PFISER 1978）。この意味で，古くからの観察・観測記録のあるアルプスの氷河はヨーロッパの小氷期およびその前後の気候を復元する上で重要な指標となる。

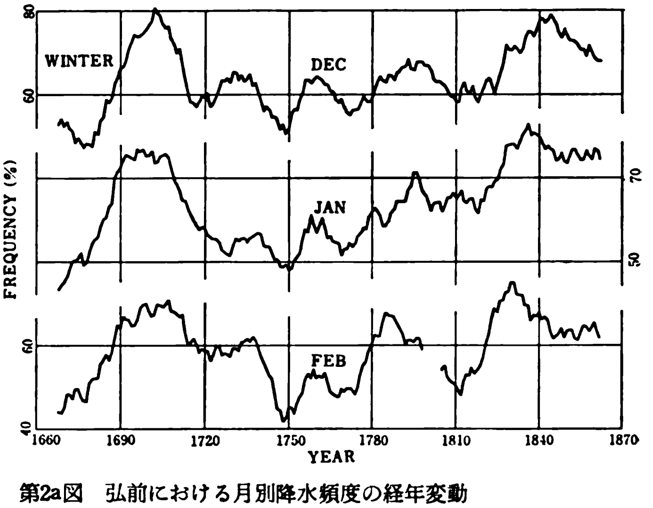
アルプスの氷河の前進は16世紀の後半に始まった。その後300年の間に氷河は前進・後退をくり返したが，最も前進したのは，1600, 1640, 1680, 1770—80, 1820, 1850年である（HEUBERGER 1968）。1850年頃の前進はとくに顕著であり，この後1955年頃までかなり急速な後退がみられる。1770—80年の氷河前進期と気候の関係は次のように明らかにされている。1764—77年には，夏についていえば，29カ月中3カ月が高温・乾燥であったにすぎず，降水頻度の材料のみがある残りの13カ月を含めても，最大で6カ月（14%）がそのように判定されるにすぎない。氷河の前進はこの冷夏にやや遅れて始まった。240種以上のスケッチ・絵画類から1750年以降の詳細な氷舌の長さの変動を求めた結果によれば，前進の開始は1768年

第1表　小氷期を中心とする気候の時代区分（BRYSON and PADOCH 1981）

大区分	中区分	区分の境界	細分の境界	気候の特徴	
		現在			
Post Sub-Atlantic	Modern			温暖，1945±がその極	
		1915—1920	1915	冷涼，北半球	小氷期
	Neo-Boreal		1885	温暖，北半球	
			1820	一般に寒冷，北半球	
			1765	温暖	
			1720	非常に寒冷，1600—1630, 1670—1720，北半球	
			1600	気温の急激な低下，特に北大西洋	
		1550			
	Pacific		1400	温暖，北大西洋 やや冷涼，北米—北大西洋	
		1150—1200			
	Neo-Atlantic	700—750	1000	中世の温暖期	

第２表　日本の小氷期の時代区分
(MAEJIMA and TAGAMI 1983 に一部加筆)

時代区分				気候のタイプ
現代		現在 1880		温暖
小氷期	第３小氷期（寛政・天保小氷期）	1880 — 1780	1880 — 1850	寒冷
			1850 — 1820	非常に寒冷
			1820 — 1780	寒冷
	第２小間氷期	1780 — 1740		温暖
	第２小氷期（元禄・宝永小氷期）	1740 — 1690	1740 — 1720	寒冷
			1720 — 1690	非常に寒冷
	第１小間氷期	1690 — 1650		温暖
	第１小氷期（元和・寛永小氷期）	1650 — 1610		非常に寒冷

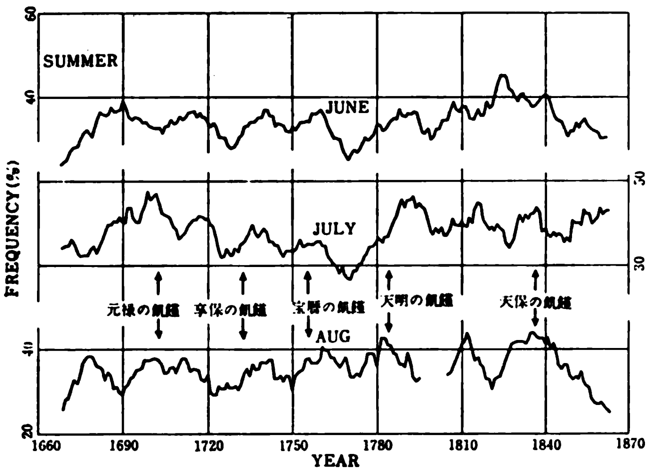


第2a図　弘前における月別降水頻度の経年変動
(冬季，11年移動平均，前島・田上 1982)

で，1778—79年にクライマックスに達している（ZUMBÜHL 1980)。この傾向はフランス・アルプス，東アルプスの多くの氷河の動きと調和している。すでにのべたように，ぶどうの収穫期日による夏の天候史は詳細に復元されているが，ここでは省略する。そのほか多くの成果にもとづき，小氷期前後の時代区分を行ったものの抜すいを第１表に示す（BRYSON and PADOCH 1981)。

一方，日本における小氷期の存在はすでに指摘されてきたが，その詳細についてはなお不明な点が多かった。弘前藩庁日記の天候記録の分析は17世紀後半から19世紀前半へかけての200年の気候変動を明らかにしてくれる。毎月の降水頻度の経年変化には明瞭な変動が認められる（前島・田上 1983, MAEJIMA aud TAGAMI, 前島・田上 1982)。それらの中，冬季と夏季の変動曲線を第2a図と第2b図に示す。これらとそれ以前の気象災害の発生回数にもとづいて，日本の17世紀以降の気候の時代区分を第２表に示した。主にヨーロッパの資料にもとずいた第１表にみられる気候変動の位相と日本のそれとはかなりよく調和しているといえる。すなわち，小氷期中に詳しくみれば両地域とも３つの寒冷期を認めることができる。

器械観測時代のデータによると，降水頻度は冬，夏ともに平均気温と逆相関を示すので，多雨期は低温，少雨期は高温を意味することになる。両要素の関係を用いて200年間の気温変動の幅を推定すると冬に約６°C，夏に約４°Cとなり，現在と同様のオーダーの値で



第2b図 同（夏季 前島・田上 1982）

ある。さらに平年値（30年平均値）における変動の幅は約1.5°～2.0°Cと推定され，江戸時代にあっては30年ほどの期間にかなりの変動があったものと思われる。

日本では小氷期に飢饉が多発した。天明，天保の飢饉が中でも有名である。これらの時期の夏の天候推移の特徴がくわしく求められ，当時の天候推移の年による変動の大きいことが明らかにされ，総観歴史気候学ともいうべき分野が築かれつつある（三上 1983a, 1983b, 谷治・三沢 1981)。中国においても近年歴史時代の気候変動の研究が多くなり，とくに小氷期については近い将来対比が可能な状況になると思われる（吉野 1980)。また，ソウルにおける1770年以降の200年にわたる規準化された降水量データ（HAHN 1970）も，日本，中国の成果と同時に論じられるようになれば，東アジアの小氷期の気候像は一層鮮明なものとなろう。

V. むすび

以上，近年における歴史時代，特に小氷期の気候復元に関する研究成果を紹介してきた。ここで特筆されるのは，学際的研究が進められてきたことにより，従来より精度が高い気候史の復元が可能になったことである。また一方，確実な過去の気候像を得たことで歴史学者たちは過去の歴史的事実の解釈への新らしい視点をもつことにもなった。このようにして，気候史の復元は学際的研究に最もふさわしいテーマの一つといえるであろう。学際的研究が一層進んで，過去の気候変動の時間スケールと空間スケールの関係が明らかにされ，これに基づいて近い将来の気候が予想できるようになることが望まれる。

主 要 文 献

BRYSON, R. A. and PADOCH, C, (1981) : On the climates of history. in : ROTBERG, R. I. and RABB, T. K. (eds.) : *Climate and History. Studies in Interdisciplinary History.* 3-17.

DOUGLAS, K. S., LAMB, H. H. and LOADER, C. (1978) : *A Meteorological Study of July to October 1588 : the Spanish Armada Storms. Climat. Resear. Unit Resear. Publ.* No. 6, Univ. of East Anglia.

FLOHN, H. (1949) : Klima und Witterungsablauf in Zürich im 16. Jahrhundert. *Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellsch. Zürich,* 94, 28-41.

FRITTS, H. C. (1976) : *Tree Rings and Climate.* New York, 567p.

——, LOFGREN, G. R. and GORDON, G. A. (1979) : Variations in climte since 1602 as reconstructed from tree rings. *Ouatern. Resear.,* 12 18-46.

HAHN, S. D. (1970) : On the precipitation records in Seoul for 200 years long. *Ann. Rev. Korean National Commmtt. for IUGG.* 9-21.

HEUBERGER, H. (1968) : Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. *Eiszeitalter u. Gegenwart,* 19, 270-275.

HOINKES, H. (1971): Über die Beziehungen zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners

(Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent. *Ann. Meteorol. N. F.*, 5, 259-264.

HUGHES, M. K.. KELLY, R. M., PILCHER, J. R. and LAMARCHE JR. V. C. (eds.) (1982) : *Climate from Tree Rings*. London, 223p..

KINGTON, J. A. (1980) Daily weather mapping from 1781. *Climatic Change*, 3, 7-36.

LADURIE, E. Le Roy (1971) : *Times of Feast, Times of Famine*. New York, 426p..

LAMB, H. H. (1968) : *The Changing Climate*. London, 236p..

—— (1972) : *Climate, Present, Past and Future. Volume 1*, London, 613p..

—— (1977) : *Climate, Present, Past and Future. Volume 2*, London, 835p..

MAEJIMA, I. (1966) : Some remarks on the climatic conditions of Kyoto during the period from 1474 to 1533 A. D.. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 1, 103-111.

—— and KOIKE, Y. (1976) : An attemt at reconstructing the historical weather situations in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 11, 1-12.

前島郁雄・田上善夫（1982）：中世・近世における気候変動と災害. 地理, 27-12, 33-43.

——（1983）：日本の小氷期の気候について——特に1661年～1867年の弘前の天候史料を中心に——, 気象研ノート, 147, 81-89.

MAEJIMA, I. and TAGAMI, Y. (1983) : Climate of Little Ice Age in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 18, 91-111.

——, NOGAMI, M., OKA, S. and TAGAMI, Y. (1983) : Historical weather records at Hirosaki, northern Japan, from 1661 to 1868. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 18, 113-152.

三上岳彦（1983 a）：1780年代の天候分布. 気象研ノート, 147, 91-97.

——（1983 b）：日本における1780年代暖候期の天候推移と自然季節区分. 地雑 92, 105-115.

OESCHGER, H., MESSERLI, B. und SVILAR, M. (Hrsg.) (1980) : *Das Klima : Analyse und Modelle ; Geschichte und Zukunft*. Berlin, 296S..

PARRY, M. L. (1978) : *Climatic Change Agriculturel and Settlement*. Folkstone, 214p..

PFISTER, C. (1975) : *Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland. Geogr. Bernensia* G2, 229S..

—— (1978) : Historical weather observations and climatic measurement. *Arctic and Alpine Resear.* 10, 253-256.

—— (1980) : The climate of Switzerland in the last 450 years. in : *Geography in Switzerland, Geogr. Helv.* 35-5 (Special Iss.), 15-20.

ROTBERG, R. I. and RABB, T. K. (eds.) (1981) : *Climate and History. Studies in Interdisciplinary History*. Princeton, 280p.

SCHNEIDER, S. H. (1976) : *The Genesis Strategy : Climate and Global Survival*. New York. 419p..

SMITH, C. D. and PARRY, M. L. (eds.) (1981) : *Consequences of Climatic Change*. Dept. Geogr. Univ. of Nottingham, 143p..

谷治正孝・三沢明子（1981）：天保飢饉前後の気候に関する一考察. Sci. Rep. Yokohama Natl. Univ. Sec. Ⅱ, 28, 91-107.

YAMAMOTO, T. (1971) : On the climatic change in XV and XVI centuries. *Geophys. Mag.* 35, 187-206.

山本武夫（1976）：気候の語る日本の歴史. 東京 245p.

吉野正敏（1980）：最近の中国における気候変化の研究. 天気, 27, 523-543.

——（1982）：世界気候プログラムにおける日本の古気候復元計画 Ⅰ. 筑波大気候学気象学研報 5.

——（1983）：世界気候プログラムにおける日本の古気候復元計画 Ⅱ. 筑波大気候学気象学研報 8.

WIGLEY, T. M. L., INGRAM, M. J. and FARMER, J. (1981) : *Climate and History. : Studies in Past Climates and Theit Impact on Man*. Cambridge, 530p..

ZUMBÜHL, H. (1980) : *Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. Denkschr. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch.* 92. 279S..

地学雑誌 93-7 (1984)

地理学における数理的手法の発達

杉 浦 芳 夫*

Progress of Quantitative Methods in Geography

Yoshio SUGIURA

I. はじめに

統計学，数学等の数理的手法を用いて，地理学固有の理論の構築と，それによる現象説明をめざす地理学(方法論)が認知されるようになったのは，斯学が計量革命の洗礼をうけて以後のことである。地理学における理論化・計量化を指向する運動は計量革命とよばれ (BURTON 1963), 1950年代末，アメリカ・ワシントン大学において最初の烽火をみた。同大学以外にも，中西部のアイオワ，ノースウェスタン，ウィスコンシン，シカゴの各大学が革命の中心となり，MICMOG (Michigan Inter-University Community Mathematical Geographers) の結成，イギリスへの革命の伝播という経過をへた後，MICMOG の発展的解消結果である Geographical Analysis 誌の誕生をもって，計量革命は欧米の地理学界において受容されるに至った。

1970年代以降，こうした数理的手法を用いた地理学のいきすぎた計量化に対し批判も提出されているが，それが扱うテーマのいくつかは，研究内容がより深化し，隣接学問分野に影響を与え始めているのも事実である。以下，本稿では，対象を人文地理学に限定した上で，この4半世紀の間に地理学が保有するに至った基本的な数理的手法について，それが用いられるようになった背景に言及しつつ，概観してみたい。

第1表 アメリカ地理学において用いられている数理的手法 (1954～1965年)

分析手法	博士論文数(%)*	雑誌論文数(%)*
共分散分析	4 (6.0)	4 (6.5)
分散分析	5 (7.5)	4 (6.5)
カイ二乗検定	1 (1.5)	2 (3.2)
因子分析・多変量解析	5 (7.5)	3 (4.8)
最近接尺度・方格法	6 (9.0)	1 (1.6)
点双列相関分析	0 (0.0)	1 (1.6)
順位相関分析	2 (3.0)	1 (1.6)
(重)相関・回帰分析	47 (70.1)	40 (64.5)
空間統計学的方法	4 (6.0)	8 (12.9)
確率モデル	9 (13.4)	8 (12.9)
その他**	8 (11.9)	7 (11.3)

* 重複可
**判別分析，グラフ理論，調和解析，スケイログラム分析，空間的相互作用モデル，Probabilities of extremes
出典：LAVALLE *et al.* (1967)

II. 統計学の信奉

第1表は，1954年から1965年の間のアメリカ地理学界における博士論文ならびに雑誌論文 (Ann. Assoc. Amer. Geogr., Econ. Geogr., Geogr. Rev.) において用いられた数理的手法の使用頻度をまとめたものである (LAVALLE *et al.* 1967)。表をみる限りでは，計量革命とは，(重) 相関・回帰分析といった統計学的手法の地理学への導入であったといっても過言ではない。特に，その傾向が著しかったのが，アイオワ，ウィスコンシン

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

の両学派であった。McCARTY *et al.* (1956) の機械製造業の立地分析に代表されるように，当時のこの種の方法の適用手順は，1）仮説提出，2）関連変数の選択，3）（重）相関係数・（重）回帰式の計算，4）適合度検定，5）残差分布の考察，からなっており，まさに統計学の直截的援用であった。誤った統計学の使用には一定の注意がはらわれ，統計学は地理学にとって有効な分析方法であるという認識が一般的であった。ただし，回帰分析を援用した当時の論文が，残差の経験的解釈に熱心であったにもかかわらず，その際に観察される残差の空間的に系統だった分布，すなわち残差の空間的自己相関の問題については，その地理学的意義が殆ど認識されていなかった。

後の時期における地理学の展開を考えるとき，実は，第1表においてウェイトの小さい分析手法，すなわち統計学的方法以外のものが重要であったといえる。それらの多くのものは，ワシントン学派の人々によって斯学に紹介された。まず，広義には統計学的方法の範疇に入るものではあるが，心理学において発達した多変量解析（主成分分析，因子分析）が極めて早い時期に導入された。それは，ワシントン学派のBERRY によって積極的に試みられ，特に，中心地の階層・中心機能の階次区分への二因子型因子分析の適用（BERRY and BARNUM 1962）は，手法の構造が現象のそれとうまく合致した成功例であった。その後，因子分析は，クラスター分析とともに，等質地域区分，機能地域区分にも適用され，さらに正準相関分析と併用されることによって，両地域の対応関係を明らかにしうるまでになった（BERRY 1966)。また，因子分析は，その使用が地域区分といった伝統的地理学のテーマに限定されることなく，都市内部居住人口の特性分布を研究する因子生態研究，都市群の根底に横たわる社会・経済・文化・人口学的な基本的次元を抽出しようとする都市群システム研究等の新たな分野をうみだした。

III. 空間分析の胎動

しかし，ワシントン学派のこうした方面での貢献は，むしろ，点，線，面といった幾何学的要素によって構成される空間システムの解明を可能とする空間分析手法の地理学への導入にあったといえる。これによって，SCHAEFER (1953) が標榜した「空間の科学としての地理学」は，名実ともに第1歩をふみだすことになった。まず，点パターンの分析については，各点にとっての最近接点ないしはn次の近接点までの平均距離と，点の分布がポアソン分布に従う場合に期待される点間平均距離との比から，'均等'，'凝集'，'ランダム' の3つの典型的な分布パターンを判定する（最）近接尺度が生態学から導入され，中心地，都市の空間的分布パターンの定量的把握が可能となった（DACEY 1962)。それ以降，エントロピー測度，2次元スペクトル分析といったより高度な分析手法も開発されている（HAGGETT *et al.* 1977)。

また，線パターンの分析については，グラフ理論に基づくネットワーク分析により，主として交通網の構造分析が可能となった。すなわち，都市をグラフの頂点，交通路をグラフの辺とみなし，両者の数を用いて定義される α，β，γ 指数等は，交通網全体の結合度の地域間比較を可能とした（GARRISON and MARBLE 1965)。そして，都市間の結合関係の有無を2値データ表示した0－1型行列の冪乗演算から求められる Shimbel 指数等の近接性測度は，各都市の他都市に対する近づきやすさを定量的に示すことを可能とした（GARRISON 1960)。2値データ行列のより精緻化された分析方法としては Q-analysis があり，それによって現象がもつ多次元空間構造が把握される（GATRELL 1983)。

さらに，面パターン分析については，地質学で開発された傾向面分析が導入された（KRUMBEIN and GARRISON 1963)。傾向面分析は，ある分布数値を，x，y 座標によって直交多項式近似するものであり，全体の分布パターンを，全域的傾向と局地的成分に区別することを可能とするものである。傾向面分析の登場により，同心円パターン，扇形パターン等の様々な空間的パターンの客観的識別が可能となり，都市内人口密度分布や農業生産性分布のように，当該分布パターンをうみだす理論的根拠を有する分野にとっては，有効な分析方法となった。近年では，名義尺度で測定されたデータに適用されるロジット傾向面分析（WRIGLEY 1977）や，時間座標も独立変数の中にくみこんだ4変量傾向面分析（ROBINSON and

SALIH 1974）も開発されている。

IV．空間的自己相関概念の発見

統計学を重視する立場と空間分析を重視する立場は，1970年代に入り，空間的自己相関のとり扱いをめぐり，初めて接点をもつことになる。空間的自己相関とは，ある地点での分布数値が隣りあう地点での値と相互に関係しあっていることをさし示す概念であるが，推測統計学的方法を適用するに当たっては，観察値の相互独立性が仮定されているため，観察値それ自体あるいは残差に空間的自己相関が存在してはならない。しかし，皮肉にも，地理学が扱う現象は空間的自己相関にみちみちており，それが学問成立の根拠ともなっている。早い時期に統計学の分野の空間的自己相関に関連する検定測度をレヴューしたDACEY（1965）の下で修士課程をおえた後，イギリス・ブリストル大学へ進んだCLIFFは，統計学者Ordとともに，各研究者が独自にウェイト係数に創意工夫をこらすことができる，空間的自己相関測度（一般化Moran統計量，一般化Geary統計量）の開発に成功した。彼らの研究はまもなく1冊の本（CLIFF and ORD 1973）にまとめられるが，そこでは，それまで統計学的方法の適用を妨げるノイズとして否定的にとらえられてきた空間的自己相関概念が，むしろ地理学の理論構築の鍵概念として肯定的に位置づけられている。そして，それに呼応する形で，空間的自己相関の存在を容認しない統計学は，必ずしも地理学にとって有用なものではないという意見が提出されはじめた（GOULD 1970）。

ここにおいて，統計学の地理学における'処遇'が問題となるが，それに対しては4つの対処方法があると考えられる。第1は，記述統計学の立場に立ち，あくまでも現象記述のために統計学を用い，その限りにおいて，空間的自己相関の問題は回避しうるとする考え方がある。第2は，空間的自己相関を補正・除去した上で，統計学的手法を適用しようとする考え方がある。しかし，これは，斯学にとって，貴重なものを捨てさって，無用なものを残すことになる恐れがあるかもしれない。第3は，観察値の相互独立性の仮定を必要としない分析手法を考案・導入しようとする考え方がある。Q-analysisや後述の多次元尺度構成法はこうした考え方に沿うものといえる。第4は，むしろ空間的自己相関そのものをとりこんだ，より普遍的な空間モデルを構築しようとする考え方がある。

この第4の方向こそが，正しく推定された回帰式を用いての地域予測に強い関心を抱くブリストル学派が追求するものである。1）時系列データを扱う計量経済学の分野において自己相関問題の幾多の研究蓄積があること，2）地域予測という変化を問題にすること，から，時間的次元をもとりこんだ時・空間的自己相関が，彼らの主要な関心となったことはいうまでもない。その結果，時間，空間それ自体を陽表的に現象生起メカニズムにくみこんだ，時・空間系列モデル族がうまれることになった。その代表は，時点tにおける地点iでの変数の値Y_{it}が，その地点と他の地点jのそれ以前の値$Y_{i,t-k}$，$Y_{j,t-k}$に依存する生成過程を仮定する，時・空間自己回帰モデル$Y_{it}=a\sum_{k=1}^{m}Y_{i,t-k}+b\sum_{j=1}^{n}\sum_{k=1}^{m}W_{ij}Y_{j,t-k}+\varepsilon_{it}$（ただし，$W_{ij}$は地点$i$，$j$間の関係を表わすウェイト係数，$a$，$b$はパラメータ，$\varepsilon_{it}$は誤差）である。基本モデルとしては，この他に，時・空間移動平均モデル，時・空間回帰モデルがあり，これらが相互にくみあわさったより複雑なモデルも存在する。

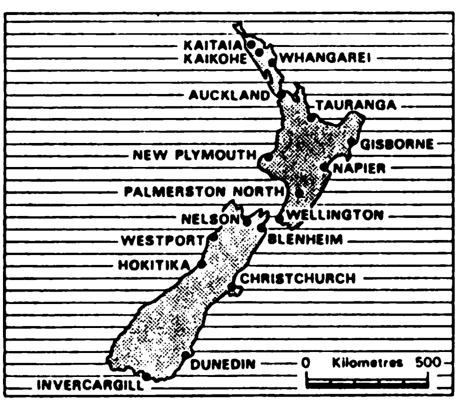
以上のモデルは，疾病の伝播や景気変動の波及（CLIFF *et al.* 1975；1981）といった1変量時・空間系列を対象とするモデルであるが，相互に関連しあい，かついずれも自己回帰構造を有する変量間においては，自らの自己回帰成分のみならず，互いの変量をモデル式中にとりこんだ形の多変量時・空間系列モデルを構築しうる（BENNETT 1975 a•b•c•d）。もしこれらの変量が，人口，就業者数等の都市を構成する要素であれば，一群のモデル式は，まさにシステムとしての都市を表現しているものに他ならない。したがって，ある時点における変量値を，推定されたモデル式の入力データとすることによって，将来の都市システムの状態を予測することは不可能ではない。かくして，システムズ分析と空間分析が統合された多変量時・空間系列モデルは，健全な地域管理を行なうための指針を与えることに貢献するのである。

V. 地図を歪める試み

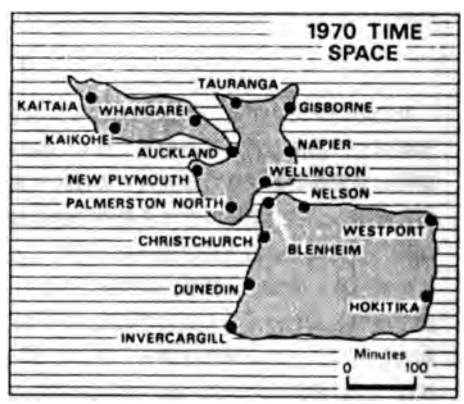
空間的自己相関測度や時・空間系列モデルに登場する，地点間の関係を示すウェイトは，地図上で計測された距離を用いて定義されることが多い。空間論的にみると，そこには，場所の位置関係を絶対的なものとみなす絶対空間の概念が含意されている（HARVEY 1969）。物理学における現代の主要な空間概念は相対空間の概念であるが，地理的空間を物理空間と同一視し，こうした空間概念の変化に従うべきか否かは意見のわかれるところである。とりあえずは，空間分析も空間論と整合性をもった形でなされるべきであることを指摘しておきたい。

とはいえ，現代地理学では，活動や対象それ自体が影響場としての空間（の幾何学）を決定するとの認識の下に，距離のメトリックを相対視する傾向にある。通常の地図上では無秩序状態を呈する現象であっても，地理的変異自体を修正し，密度が一様な分布に変換することができるならば，隠された秩序をみいだしうるであろう（TOBLER 1963）。密度変換とは座標の変換を意味することに他ならないのであり，座標空間が次元数と距離の測定方法によって定義されることを考えると，ここにおいて密度変換と距離メトリックの変換との関連が暗示される。かかる方面での先駆的実証研究としては，カルトグラムにより，需要密度を一様にして理論的な商店立地を考察した GETIS（1963）の研究がある。そして，近年，こうした要請に応じる形で心理学から導入されたものが，点間距離の関係からその背後にある空間の復元を可能とする多次元尺度構成法 MDS である（GATRELL 1983）。これによって，入力データとして，地点間の時間距離や認知距離を用意すれば，時空間（第1図），個人の認知空間が復元されるのである。

a）現実の地図



b）時 空 間



第1図　ニュージーランドの時空間
出典：GATRELL（1983）

VI. 空間的相互作用モデルの復活

空間構成要素である距離を陽表的に現象説明に用いたモデルとしては，重力モデルがある。重力モデルは，計量革命にひとつのインパクトを与えた分野である社会物理学（BURTON 1963）を中心にして，以前から，物資，人口，情報等の地点間流動現象の解析に用いられてきた。万有引力の法則とのアナロジーで成立する重力モデルは，次式のように，地点 i，j 間の流動量 I_{ij} が，両地点の人口 P_i，P_j の積に比例し，その間の距離 D_{ij} に反比例すると仮定する。$I_{ij}=KP_iP_j/D_{ij}^{\beta}$（ただし，$K$ は定数，β は距離パラメータ）。重力モデルの流動現象への適合度は常に良好であったが，その理論的根拠は乏しかった。

こうした情況において，WILSON（1970）は，最も実現性の高い流動パターンとは，総数 N 個の移動を，

$n \times n$ 種類の地点の組合せに配分する場合の数の最大値に他ならないとし，重力モデルの再定式化を図った。最も実現性の高い流動パターンを記述する式が，統計力学的エントロピーないしは情報エントロピーに近似した形を示すことから，彼はこれをエントロピーとなづけ，それを最大化することによって，次のようなエントロピー最大化型空間的相互作用モデルを誘導した。$I_{ij}=A_i B_j O_i D_j \exp(\beta D_{ij})$（ただし，$A_i$，$B_j$ は制約条件をみたすために導入された均衡因子，O_i は地点 i の総流出量，D_j は地点 j の総流入量）。このモデル式は，通常の重力モデルに総流出量と総流入量の制約を加えた発生・吸収制約型重力モデルと構造上は同一であり，ここにおいて，エントロピー概念によって重力モデルの理論的根拠が与えられたことになった。なお，エントロピー最大化型空間的相互作用モデル族は，都市内部の人口，小売・サービス活動の分布を記述・予測する Lowry モデルのモデル構成要素をなしていた人口（市場）ポテンシャルに代わって用いられることにより，Lowryモデルと合体して，都市モデリングの分野を新たに形成した（BATTY 1976）。

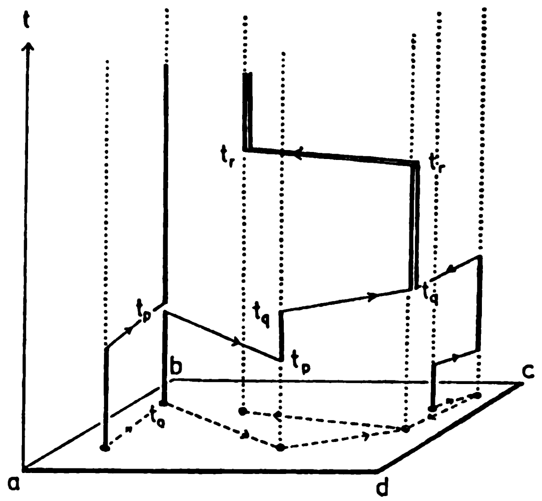
ところで，一般に，重力モデルの距離パラメータは，空間的相互作用に及ぼす距離の影響を示すものと考えられていたが，人口分布に空間的自己相関がみられると，モデル式中の分子にも距離の要素が混入し，距離パラメータは距離効果を正確に表現しえないことになる。また，この結果，最小二乗法によって求められる距離パラメータは偏りをもつことになる。人口の空間的自己相関の有無は，各地点の位置関係に依存するため，距離パラメータは，発地点と着地点の組合せからなる地図パターンの影響をうける可能性がある。地図パターンの距離パラメータへの影響に関する論争は，1970年代中葉，Regional Studies 誌上で展開されたが，いまもって結論はでていない。この論争は，最小二乗法によってパラメータ推定を行なう重力モデルを用いてなされたが，エントロピー最大化型空間的相互作用モデルが地図パターン問題を克服しうるか否かは不明である。

VII. 行動論の登場

社会物理学とともに，計量革命にインパクトを与えた学問分野としては，ISARD が主宰した地域科学があった。経済学が「一点世界」からの脱却を図ることによってうまれた空間経済学としての地域科学が，研究の対象を共有する立地論とともに，立論に際し用いた大前提は，人間の経済的合理性に基づく最適化行動である。この結果うまれる経済活動の最適立地パターンを考察するとき，制約条件を一次不等式で表現し，目的関数の最大化・最小化を図ることによって最適解を求める線形計画法は，地理学にとって有用な分析手法となった。線形計画法は，ワシントン学派経由で地域科学から斯学へ最も早く導入された数理的手法であるといっても過言ではない。医療施設利用行動を空間的価格均衡問題としてとらえ，最適な空間的利用パターンを線形計画法で示した MORRILL (1959) の研究は，その代表である。以後，線形計画法は，主に移動・輸送費用最小化の仮定の下で，最適な施設利用圏の画定問題，最適な施設配置問題，両者を同時にとり扱う立地・配分問題へと，その応用範囲を拡大していった（KILLEN 1983）。

しかし，こうした「経済人」とは異なる，現実の人間は，必要な情報を完全に保有することはなく，しばしばきまぐれな行動をとる。そこで，経済人が生きる立地論の世界と，現実の世界との乖離をうめるべく登場したのが，行動科学の枠組みに則った行動論であった。不確定な自然環境下での農民の作物選択問題をゲーム理論によってとらえる試み（GOULD 1963），人間の意志決定にみられるランダム性を考慮した，モンテカルロ法を用いてのイノベーションの空間的拡散モデル（HÄGERSTRAND 1953）は，その先駆である。

ところで，経済人概念やそれに代わる満足人概念（WOLPERT 1964）で語られる人間像は，依然，人間をステレオタイプ化してとらえている。やがて，1960年代後半の行動論に関する初めてのシンポジウムを境にして，「なまみの人間」の行動が本格的に扱われることになる。その特徴は，認知，選好，態度形成等の心理的構成概念と心理学の分析手法を用いて，人間の空間的行動を説明しようとするところにある。



第2図　人間の行動の軌跡の3次元時・空間表現
出典：HÄGERSTRAND (1963)

MDS を用いての買物行動を規定する選好構造の抽出 (RUSHTON 1969) や認知空間の復元 (GOLLEDGE 1978) の他，主題(絵画) 統覚テスト，Semantic Differential 法，Repertory Grid 法等を用いての自然環境の把握，環境イメージの測定は，その例である。行動論は心理学への傾斜をますます強めているが (GOLLEDGE and RAYNER 1982)，個人の選択行為とそれが集計されて観察される全体の選択行動との間の対応関係を探る目的で経済学において開発されたロジット分析の導入も，この方面における近年の目新しい傾向である (WRIGLEY 1979)。

こうした心理的構成概念に依拠した行動論の1つの欠点は，個々の行動を離散的にとらえやすいことである。それに対し，人間の行動を時・空間座標上において連続的にとらえ，時間と空間の制約に注目し，そのモデル化を図る試みもある (LENNTORP 1976)。これがスウェーデン・ルント大学の Hägerstrand が提唱した Time Geography である (第2図)。Time Geography は未だ十分体系化されていないが，環境可能論の現代的展開といえるかもしれない。

VIII. むすび

学問において，新たな思考の枠組や分析手法がうまれるのには，それなりの背景がある。これは地理学の場合も例外ではない。かかる観点の下に，本稿では，主に人文地理学における数理的手法の発達に関し概観した。その過程が，独自の分析手法の開発というよりも，隣接学問分野からの数理的手法の導入であったことは否定できない。こうした "輸入超過" 傾向は，将来も続くことが予想されるが，考古学における空間分析手法の使用 (HODDER and ORTON 1976) に例証されるように，それが多少是正されつつあることも最後に指摘しておきたい。

参考文献

BATTY, M. (1976) : *Urban Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, 381 p.

BENNETT, R. J, (1975a) : Dynamic systems modelling of the North-west region : 1. Spatio-temporal representation and identification. *Environ. and Plan. A*, 7, 525-538.

—— (1975b) : Dynamic systems modelling of the North-west region : 2. Estimation of the spatio-temporal policy model. *Environ. and Plan. A*, 7, 539-566.

—— (1975c) : Dynamic systems modelling of the North-west region : 3. Adaptive-parameter policy model. *Environ. and Plan. A*, 7, 617-636.

—— (1975d) : Dynamic systems modelling of the North-west region : 4. Adaptive spatio-temporal forecasts. *Environ. and Plan. A*, 7, 887-898.

BERRY, B. J. L. (1966) : *Essays on Commodity Flows and the Spatial Structure of the Indian Economy*. Research Paper, No. 111, Department of Geography, University of Chicago, 334 p.

—— and BARNUM, H. G. (1962) : Aggregate relations and elemental component of central place systems. *Jour. of Regional Science*, 4, 35-68.

BURTON, I. (1963) : The quantitative revolution and theoretical geography. *Canadian Geogr.*, **7**, 151-162. バートン著, 野間三郎訳 (1976) : 計量革命と理論地理学. 野間三郎訳編 : 『空間の理論—地理科学のフロンティア—』古今書院, 50-68.

CLIFF, A. D. and ORD, J. K. (1973) : *Spatial Autocorrelation.* Pion, London, 178 p.

——, HAGGETT, P., ORD, J. K., BASSETT, K. A. and DAVIES, R. B. (1975) : *Elements of Spatial Structure.* Cambridge University Press, Cambridge, 258 p.

—————— and VERSEY, G. R. (1981) : *Spatial Diffusion : An Historical Geography of Epidemics in an Island Community.* Cambridge University Press, Cambridge, 238 p.

DACEY, M. F. (1962) : Analysis of central place and point patterns by a nearest neighbor method. NORBORG, K. ed.: *Proceedings of the IGU Symposium in Urban Geography, Lund 1960.* Lund Studies in Geography, Ser. B, No. 24, 55-75.

—— (1965) : *A Review on Measures of Contiguity for Two and K-Color Maps.* Technical Report, No. 2, Spatial Diffusion Study, Department of Geography, Northwestern University. Reprinted in BERRY, B. J. L. and MARBLE, D. F. eds.: *Spatial Analysis : A Reader in Statistical Geography.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 479-495.

GARRISON, W. L. (1960) : Connectivity of the interstate highway system. *Papers and Proceedings of the Regional Science Association,* **6**, 121-137.

—— and MARBLE, D. F. (1965) : *Prolegomenon to the Forecasting of Transportation Development.* Research Report, Transportation Center, Northwestern University, 40-68, 89-96. Reprinted in HURST, M. E. E. ed.: *Transportation Geography.* McGraw-Hill, New York, 58-80.

GATRELL, A. (1983) : *Distance and Space.* Clarendon Press, Oxford, 195 p.

GETIS, A. (1963) : The determination of the location of retail activities with the use of a map transformation. *Econ. Geogr.*, **29**, 14-22.

GOULD, P. R. (1963) : Man against his environment : a game theoretic framework. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, **53**, 290-297. グールド著, 小林 茂訳(1983) : 環境と人間—ゲーム理論による考察—. 寺阪昭信編 : 『理論地理学ノート'82』空間の理論研究会, 17-24.

—— (1970) : Is "*statistix inferens*" the geographical name for a wild goose ? *Econ. Geogr.*, **46**, 439-448.

GOLLEDGE, R. G. (1978) : Learning about urban environments. CARLSTEIN, T., PARKES, D. and THRIFT, N. eds. : *Timing Space and Spacing Time Vol. 1 : Making Sence of Time.* Edward Arnold, London, 76-98.

—— and RAYNER, J. N. (1982) : *Proximity and Preference.* University of Minnesota Press, Minneapolis, 310 p.

HÄGERSTRAND, T. (1953) : *Innovationsförloppet ur Korologisk Synpunkt.* CWK Gleerup, Lund (Pred, A. R. post. and trans. (1967) : *Innovation Diffusion as a Spatial Process.* The University of Chicago Press, Chicago, 334 p.).

HÄGERSTRAND, T. (1963) : Geographic measurements of migration : Swedish data. SUTTER, J. ed. : *Human Displacements : Measurement Methodological Aspects.* Hachette, Monaco, 61-83.

HAGGETT, P., CLIFF, A. D. and FREY, A. (1977) : *Locational Analysis in Human Geography (Second Edition).* Edward Arnold, London, 605 p.

HARVEY, D. (1969) : *Explanation in Geography.* Edward Arnold, London, 521 p. ハーヴェイ著, 松本正美訳 (1979) : 『地理学基礎論』古今書院, 352ページ.

HODDER, I. and ORTON, C. (1976) : *Spatial Analysis in Archaeology.* Cambridge University Press, Cambridge, 270 p.

KILLEN, J. (1983) : *Mathematical Programming Methods for Geographers and Planners.* Croom Helm, London, 363p.

KRUMBEIN, W. C. and GARRISON, W. L. (1963) : *Computer Applications in the Earth and Environmental Sciences : Reports and Computer Manuals.* Office of Naval Research, Geography Branch (筆者未見).

LAVALLE, P., McCONNELL, H. and BROWN, R. G. (1967) : Certain aspects of the expansion of

quantitative methodology in American geography. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 57, 423-436.
LENNTORP, B. (1976) : *Paths in Space-Time Environments*. Lund Studies in Geography, Ser. B, No. 44, 150 p.
McCARTY, H. H., HOOK, J. C. and KNOS, D. S. (1956) : *The Measurement of Association in Industrial Geography*. Report 1, Department of Geography, State University of Iowa, 143 p.
MORRILL, R, L. (1959) : Models of physician utilization in service areas : measurements of benefits. GARRISON, W. L., BERRY, B. J. L., MARBLE, D. F., NYSTUEN, J. D. and MORRILL, R. L. : *Studies of Highway Development and Geographic Change*. University of Washington Press, Seattle, 257-276.
ROBINSON, G. and SALIH, K. B. (1974) : An illustration of four-variable trend analysis applied to regional growth. *Regional Studies*, 8, 47-55.
RUSHTON, G. (1969) : The scaling of locational preferences. COX, K. R. and GOLLEDGE, R. G. eds. : *Behavioral Problems in Geography : A Symposium*. Studies in Geography, No. 17, Department of Geography, Northwestern University, 197-227.
SCHAEFER, F. K. (1953) : Exceptionalism in geography : a methodological examination. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 43, 226-249. シェーファー著, 野間三郎訳 (1976) : 地理学における例外主義：その方法論的吟味. 野間三郎訳編：『空間の理論―地理科学のフロンティアー』古今書院, 14-47.
TOBLER, W. R. (1963) : Geographic area and map projections. *Geogr. Rev.*, 53, 59-78.
WILSON, A. G. (1970) : *Entropy in Urban and Regional Modelling*. Pion, London, 166 p.
WOLPERT, J. (1964) : The decision process in spatial context. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, 54, 537-558. ウォルパート著, 米田 巌訳 (1979 a•b) : Homo economicus「経済人」と経済空間―J. ウォルパート「空間的次元における決定過程」を中心に― (中・下) ―. 地理科学, 31, 41-52 ; 32, 39-43.
WRIGLEY, N. (1977) : *Probability Surface Mapping : An Introduction with Examples and Fortran Programs*. CATMOG No. 16, Geo Abstracts, Norwich, 78 p.
—— (1979) : Developments in the statistical analysis of categorical data. *Progress in Human Geography*, 3, 315-355.

地学雑誌 93-7 (1984)

日本における氷河作用の研究

小 疇 尚*

Glaciation in the Japanese High Mountains ; a Review.

Takashi KOAZE

I. はじめに

戦前の日本の地学界をにぎわした論争のひとつに，氷河論争がある。それが最高潮に達した1936年の前半には，平均して1週間に1編の割合で氷河に関係した研究が発表された（岡山 1936)。この異常な興奮状態は，今村 (1940) の総括的な研究によって終止符が打たれ， 以後急速に鎮まったが，科学的な論争として評価できるかどうか疑問が残る。岡山 (1975) によれば，氷河問題の発端から1973年までの96年間に発表された文献は，概説書の類を含めて678編，うち406編が戦後のものである。また戦後のもののなかで氷河地形に関するものは135編となっている。それからみると，氷河地形を主題にした研究は，戦前もさほどの数ではなかったのではないかと思われる。しかも当時の文献には簡単な報告が多く，内容も氷河地形の認定をめぐる議論が主であり，あまり建設的な論争にはなっていなかったような印象を受ける。戦後は，橋本・熊野 (1955) の北部日高山脈の研究以来，複数回の氷河作用の認識とその編年に関する研究（深井 1956, KOBAYASHI 1958)， 山地の地形発達における氷河作用と気候変化の効果を考察したもの（式 1961, 小林 1962)，など第四紀学的研究，気候地形学的研究が中心的課題となってきた。五百沢 (1962, 63) の古い氷期（亜氷期）の堆石の発見と，空中写真判読による氷河地形の研究以来，氷河地形の研究範囲は時間的にも空間的にも飛躍的に拡大された。最近では氷河地形による氷期の環境も論ぜられるようになってきている（小野・平川 1975, 小疇 1983, ONO 1984)。過去の氷河作用の痕跡を問題にする日本での研究がそのような方向に進むのは必然であり，望ましいことにちがいない。しかしその間に野外の資料がどの程度集積されたかをみると，派手な議論の割には，質量ともに，必ずしも満足すべき状態には達していないように思われる。ここでは現地調査にもとずく研究成果を中心に，氷河地形研究の最近30年間の動向を展望し，私見を述べてみたい。

II. 再出発

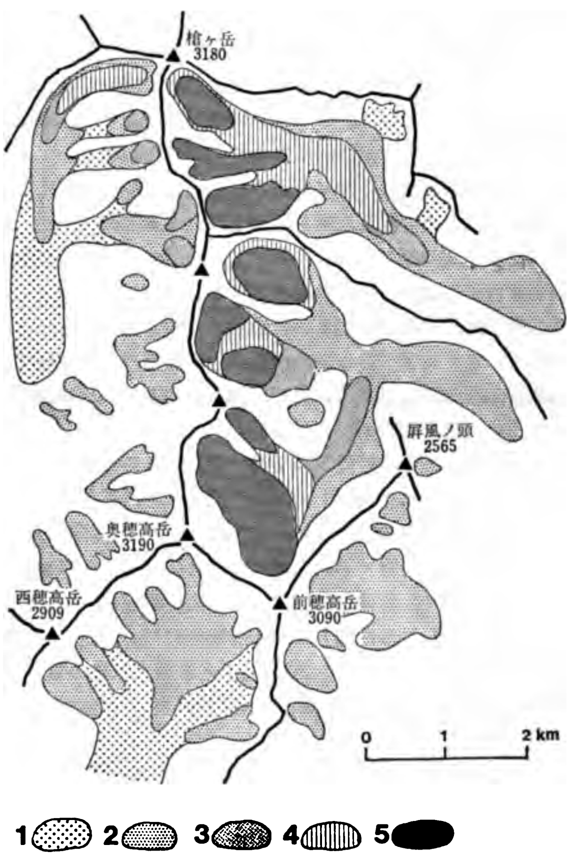
氷河問題再開のきっかけとなった橋本・熊野 (1955) の北部日高山脈の氷河地形に関する研究は，単なる個別の氷河地形の記述にとどまらず，後の研究動向に大きな影響を与えた重要な意味を持つものであった。この研究で橋本らは，トッタベツ岳および七ツ沼の両圏谷を実測して大縮尺図を作成し，圏谷の地形が不連続で，新旧2つの時期の氷河作用を受けて形成されたとみられること，それに対応する堆石層も2層が区別されることを指摘した。さらにエサオマントッタベツ岳圏谷の新旧2期の堆石と，それに連続するアウトウォッシュを下流へ追跡し，十勝平野の段丘面と対比して，新旧の氷河進出期をトッタベツ氷期，ポロシリ氷期とよび，それぞれヨーロッパのヴュルム氷期，リス氷期に対比させた。時代を異にする2段の圏谷底という解釈には懐疑的な意見が出され（岡山 1956)，さらに後年，小野・平川 (1975) によって谷氷河の地形に特有の階段状地形と解釈されたが，その成因についての詳しい議論は行われていない。平

* 明治大学文学部地理学研究室 Department of Geography, Meiji University

野の地形面との対比や時代に関する解釈はその後修正されることになるが，それについては後に述べる。日本の氷期区分の試みは，それ以前になかったわけではないが，氷河地形および堆積物の詳細な現地調査結果にもとずく議論はこれが最初である。

日本アルプスでは，深井（1956, 1960），小林ほか（1957），KOBAYASHI（1958）が，地形堆積物，テフラを用いて，山地の氷河地形と山麓の段丘との対比を幾つかの地域で試みた。また，式（1961）は仙丈岳北面の藪沢圏谷下に分布する礫層が端堆石堤につづくアウトウォッシュであることを示した。しかし，残念なことにこのアウトウォッシュの段丘は，山中で終り下流へ続かない。これらの研究は，山地の氷河作用が低地の地形発達に無関係でなく，むしろ重要な意味を持つことを明かにするとともに，日高山脈でも日本アルプスでも氷河地形と低地の地形面が連続せず，地形による対比がほとんど不可能なことをも明らかにした。

氷河地形と山麓の段丘との対比を困難にしたのは，上記のような地形の不連続によるところが大きいが，そのほかに氷河地形の認定の問題がある。今村（1940）は，圏谷，端堆石堤，側堆石堤，羊群岩，氷蝕谷，擦痕等をそなえ，疑問の余地がないもののみを，氷河地形と認めた。当時までに日本アルプスで知られていた圏谷は約50であった（岡山 1936）が，今村が圏谷と認定したのはそのうちの29にすぎない。他は雪蝕地形として氷河地形から除外した。今村は白馬大雪渓の三合雪渓出合いにある擦痕のついた岩盤の一部を磨いて，それが現在の雪崩によってついたものであることを実験的に証明し，それをもって大雪渓を雪蝕の産物と断定した。これは雪崩の作用についての貴重な実験として評価できるが，氷蝕谷が後に雪崩の作用によって変形するのは当然予想されることであり，氷河作用否定の論拠にはならない。現在でも，氷河地形と断定するだけの確証の得られない，いわば疑似氷河地形を，雪蝕地形としているのをしばしば見受ける。しかし雪蝕作用に関する研究は氷河作用のそれに比べてはるかに少く，雪崩地形（下川 1980 a, b）をのぞいて雪蝕地形の形態的特徴を詳細に論じたものは，少なくともわが国にはない。



第１図　槍　穂高連峰における氷河最拡大期の氷河分布範囲に関する諸見解
1. 伊藤(1982)，2. 五百沢(1979)，3. SHIKI(1969)
4. 今村(1940)，5. KOBAYASHI(1958)　分布範囲の重なる部分は狭い方のみ記してある。

日本では氷河地形に平素なじみがないだけに，それに対して固定したイメージを抱きやすく，それが氷河地形の認定に混乱をもたらしているように思われる。その一例として，槍・穂高連峰における氷河最拡大期の氷河の分布範囲に関する各人の見解を第１図に示

した。その範囲を最も広く想定する五百沢・伊藤と高所に限定する小林との間には大きなギャップがある。今村と式は両極端の中間にあるが，式の方がやや広く考えている。第1図では省略した槍ヶ岳北面の千丈沢，天丈沢を含めた槍・穂高連峰の氷期の氷河面積は，今村（1940）の図で計測すると約8km² であるのに対し，五百沢(1979) のインベントリーでは23km²で，両者の間に3倍の開きがある。このような各研究者間の見解の相違は，他の山地でも同様の傾向で現われるとは限らない。例えば，今村が氷河の存在そのものを否定した白馬岳大雪渓から下流にのびる松川北股入では，小林（KOBAYASHI 1958）が当時としては最も低位置の約1400mにまで氷河の流下を想定し，五百沢も小林の考えを一時期支持していた。このような氷河地形の認定をめぐる混乱は，南アルプス，中央アルプスの各地でも同じように生じている。低地の段丘面の編年が進んでも，氷河作用の範囲についての考え方が定まらない以上，氷河地形と段丘の対比についての解釈が分れるのは当然といえよう。

III. 空中写真による氷河地形調査

従来の地上からの現地調査を主とする方法に代って，五百沢(1963)は，日本アルプス全域の空中写真を判読して，氷河地形の認定を行ない，分布図を作成した。五百沢は圏谷，U字谷のみを氷蝕地形とする考えを批判し，懸垂氷河や雪崩涵養型の谷氷河，氷帽氷河などによるとみられ，流水や残雪の作用によるとは考えられない特徴的な地形を積極的に氷河地形として認定した。その結果，従来の高位置氷河論者が指摘した氷河地形は，地形的に新鮮で，それより下流あるいは外側に，さらに開析の進んだより古い時期に作られたとみられる類似の地形が広く認められ，新旧2時期の氷河作用による地形の分布が明らかにされた。槍・穂高連峰の一ノ俣の横尾谷で，従来の見解よりもかなり下流に見出された大きな端堆石堤によって，古い氷河作用の存在は確実となり，新しい涸沢氷期と古い横尾氷期が区別された（五百沢 1962)。第1図の五百沢の氷河の拡大範囲は空中写真判読による横尾氷期のものである。この山域における涸沢氷期の氷河面積は 6.3km²（五百沢 1979）で，今村の氷河分布域がほぼこれに相当する。五百沢の小縮尺の氷河地形分布図で計測した北アルプスの氷河作用の範囲は，氷河上に出ていた山稜や岩壁を含め 500km² 弱である。これに対して今村（1940）の図で計測した，北アルプスの氷期の山稜や岩壁を除く氷河面積は，13km² にすぎない。五百沢の新しい涸沢氷期の氷河地形分布を見ても，接近困難な山地を含む広範囲を，短時間に同一基準で検討できる空中写真判読による氷河地形調査の優位性は歴然としている。

日高山脈では，小野・平川（1975）が空中写真判読によって地形分布図を描いた。これをそれ以前に現地調査によって作られた分布図（SASA 1934，橋本・熊野 1954，橋本 1971）と比べると，圏谷の分布に関する限り，ほとんど差がない。かつての日高山脈の地形図の不正確さと，日本アルプスにおける氷河地形認定をめぐる混乱を考えると，これは大いに注目される。小野・平川の図には圏谷のほかに，以前は知られていなかった氷体存在域というものが多数示されている。氷体存在域はニチ型の「氷河か氷化した越年雪におおわれ，スムーズな凹型斜面が形成されたと考えられる地域」で，「解氷後ただちに流水の侵蝕を受けるため，氷蝕谷底のスムーズな地形に著しく開析されていることが多い。」と説明されている。空中写真判読の基準というよりも判読結果の記述とみるべきであろう。また30以上の圏谷の氷舌端高度が示されているが，端堆石堤は確認されていない。

その後，五百沢（1974）は，東北地方の山地についても空中写真判読を行ない，飯豊山の氷河地形分布図を発表している。ONO（1984）は，最終氷期の日本列島の古気候を考察するに際して，最終氷期前半には日本アルプスと日高山脈のほか，利尻山，大雪山，飯豊山・朝日連峰，谷川岳に氷河が存在したとしている。いずれもかつて議論のあった山ではあるが，いまだに確証はえられていないのではなかろうか。可能性から言えば，富士山，八ヶ岳，芦別岳，暑寒別山地，ウェンシリ山塊などにも更新世の氷河作用は考えられよう。問題は証拠である。かつての氷河論争のような混迷をさけるためには，空中写真による氷河地形研究にあたって，客観的な判読基準を明確にしておくとともに，野外での証拠を増やす必要があろう。

第1表　北アルプスの主な堆石

年代（万年前）	槍・穂高連峰 氷期区分 (1)	氷期区分 (2)	槍沢（五百沢 1962, 79 SHIKI 1969）	横尾谷（五百沢 1962, 79 SHIKI 1969）	石俣谷（伊藤 1982）	立山 氷期区分	氷期区分 (3)	西斜面（深井 1956, 74）	東斜面（深井 1956, 74）	後立山連峰北部 氷期区分 (4)	氷期区分 (5)	松川北股（小疇他 1974）	大所川 朝日岳（小疇他 1977 1983）
									内蔵之助圏谷 2690m				朝日池 2150m 7,680±80yBP より新しい
1	涸沢氷期	飛驒沢II期	殺生 2900m 坊主岩 2700m 大槍 2500m		モレーン 1 2900m 〃 2 2680m 〃 3 2580m 〃 4 2470m	立山氷期	一ノ越亜氷期	山崎圏谷上位 2700m 山崎圏谷中位 2580m	一ノ越 2610m	白馬沢期	白高地沢期	葱平 2450m 白馬沢 1550m	白高地沢 モレーン群 1300m
2		飛驒沢I期	中岳 2200m	涸沢 2200m	飛驒沢 2230m		浄土亜氷期	山崎圏谷下位 2400m	御山谷1. 2540m	金山沢期		金山沢 1400m	
		槍平期	ババ平 1980m	本谷出合1980m	槍平 1960m				御山谷2. 2350m	赤倉沢期	瀬戸川期	赤倉沢 1050m 25,150±210yBP	瀬戸川出合 モレーン群1000m
3													
4	横尾氷期	滝谷期	一ノ俣 1720m	岩小屋 1680m	滝谷？1750m？	室堂氷期		室堂底堆石2350m DKP 降下前(7)	内蔵之助下位 2000m 御山谷3. 1930m	岩岳期	大所川期	岩岳 1050m 18,790±210yBP より古い 30,000yBPより古い(6) DKP降下前(7) 蔵原 1100m 29,620 $^{+2090}_{-1660}$ yBP より古い	大所川下位 モレーン群 800m 大所川上位 モレーン群1000m

（1）五百沢（1962, 1979）　（2）伊藤（1982）　（3）深井（1974）　（4）小疇他（1974）　（5）小疇，岡沢（1977）
（6）SCHLÜCHTER, *et al.*（1981）　（7）町田（1979）

第2表 中央アルプスの主な堆石

年代(万年前)	駒ヶ岳 氷期区分 (1)	駒ヶ岳 氷期区分 (2)	中御所谷 (KOBAYASHI 1958, 柳町 1983)		黒川 (KOBAYASHI 1958, 五百沢 1979, 有井・山川 1983)		熊沢岳(大滝山) 氷期区分 (3)	池ノ平 (KOBAYASHI & SHIMIZU 1966)	
1	中御所谷Ⅲ期	駒Ⅱ氷期	モレーンk				池ノ平氷期		
			モレーン e, f, n, o,	2550m	濃ヶ池上位	2600m		モレーンⅢ	2560m
		駒Ⅰ氷期	千畳敷	2500m					
2			モレーン d, j, m,	2400m	濃ヶ池下位	2480m		モレーンⅡ	2550m
			モレーンc	?					
3								モレーンⅠ Pm-IV降下時か直前	2500m
	中御所谷Ⅱ期		モレーン a, b	?					
4			S 2底堆石?						
	中御所谷Ⅰ期				伊勢滝	1820m			
			S 1底堆石 Pm-IV 降下前	1600m	黒川山	1860m			

(1) 柳町 (1983) (2) KOBAYASHI (1958) (3) KOBAYASHI & SHIMIZU (1966)

第3表 日高山脈北部の主な堆石

年代(万年前)	トッタベツ岳 氷期区分 (1)	トッタベツ圏谷 (橋本, 熊野 1955)		七ツ沼圏谷 (橋本, 熊野 1955, 小野, 平川 1975)		エサオマントッタベツ岳 エサオマントッタベツ川 (橋本, 熊野 1955)	
1	トッタベツ亜氷期						
		上位堆石	1500m	七ツ沼圏谷下部 E-a降下時か直前	1480m	上位堆石	1550m
2							
3							
4	ポロシリ亜氷期	下位堆石	1380m	圏谷下方堆石堤	1400m	下位堆石	1450m
				〃 底堆石 十勝ローム層下部降下時	1350m		

(1) 小野, 平川 (1975)

IV. 端堆石とその年代

氷河の末端には端堆石堤が形成され，その前面にアウトウォッシュが続く。氷河後退後は端堆石堤の上流側に底堆石が残される。時間の経過とともにそれらは開析され，地形的特徴が失われるが，堆積物が残存しているかぎり，かつての氷河の分布限界を示す最も確実な証拠となる。したがって氷期，亜氷期の区分や対比には，それら氷河堆積物の層位関係，それをおおう古土壌やテフラやそれに関連した^{14}C 年代が知られなければならない。これまでにそのような観点から詳しく調査された端堆石を第1，2，3表に示した。堆石の分布高度は下限をとってある。端堆石名の下の年代はその堆石中またはそれに関連した堆積物から得られた^{14}C 年代，DKP，Pm-*N* などは示標テフラの略称である。これ以外にも多くの堆石が知られているが，最終氷期の編年で議論の対象となった堆石は，他にほとんどない。

五百沢の新期の氷河地形に対応する堆石は，多くの山地で明瞭な端堆石堤の地形を残しており，ことに火山活動の影響で谷が埋積され，氷期後の下刻をほとんどまぬがれてきた槍沢では，古くからその分布が知られていた。横尾氷期の端堆石もその基底がほとんど現河床の位置にある（五百沢 1962)。後立山連峰北部では，松川北股入で岩岳期の端堆石の基底が現河床より100m 上にあり，日本海に近い小滝川では，同時期の堆石が現河床から比高 300m の尾根上に残されている（小疇・岡沢 1977)。立山の西面では火山活動が氷河作用の痕跡をわかりにくくしており，古い室堂氷期の堆石は，底堆石しか知られておらず（深井 1974)，それより下流側に存在するはずの端堆石は発見されていない。剣岳や立山東面の室堂氷期の端堆石は，その後の河川の下刻によって切り落され，内蔵助谷や雄山谷の2000m前後に断片的にみられるのみである（深井 1974)。しかし，この両堆石は槍・穂高連峰や木曽駒ケ岳のような内陸の山よりはるかに積雪の多い山にしては，分布高度が高すぎる。むしろ立山氷期の堆石と考えた方がよい。

木曽駒ケ岳の中御所川，黒川の谷でも現河床からかなり上方に古い時期の堆石が発見されている。KOBAYASHI & SHIMIZU (1966) の池ノ平モレーンⅠは圏谷底の末端より内側に位置しており，最低位の堆石は当然それよりも下位になければならない。日高山脈では，橋本・熊野 (1955) のトッタベツ氷期，ポロシリ氷期の堆石が，小野・平川 (1975) のテフラによる対比で，表のように，最終氷期のトッタベツ亜氷期，ポロシリ亜氷期のものと改められた。七ツ沼圏谷下方のポロシリ亜氷期の端堆石堤の下方に，同期の底堆石が分布しており，最低位の端堆石は未発見である。最近，清水長正が日高山脈北部の額平川，エサオマントッタベツ川で1000m以下の低位置に堆石を見出しており，この地域でも，再検討が必要になるかもしれない。前述のように日本アルプスの最終氷期前半の堆石は，梓川流域のものをのぞいて，現河床よりも100m以上も高い谷壁上に残っているが，日高山脈の同時期のものは，現河床との比高がきわめて小さく，七ツ沼圏谷下方では底堆石の基底が現河床面下にある（小野・平川 1975)。このような違いが山地の隆起速度の差によるものか，地形形成環境の違いによるものか，その双方が関係しているのか，いずれにしても興味深い現象である。

これらの堆石の編年の対比は，ほとんどが分布高度や位置関係，開析程度の比較によって行なわれてきた。テフラによるものは，表中に示標テフラの略称で示したものに限られており，^{14}C 年代は後立山北部でしか知られていない。それらのごく少ない年代資料をもとに対比が行なわれているのが現状である。

V. ネオグラシエーション

日本の山地が後氷期のネオグラシエーションに小規模な氷河作用を受けた可能性は，以前から指摘されてはいたものの，決定的な証拠がえられていなかった。最近小疇・岡沢 (1983) は，後立山連峰北部の朝日岳北面にある朝日池圏谷の形態的に新鮮な堆石堤が，完新世に形成されたものであることを見出した。この堆石堤は海抜2150mの池をとりまく高さ数mの土手状の高まりで，堆石（ティル）と泥炭からなり，

褶曲やスラスト構造をもつプッシュモレーンで，その中の層準の異なる泥炭層および木片から7680±80yB.P.(N-4389) から8970±125yB.P.(N-4796) まで，7600年から9000年前までの値を示す5つの^{14}C年代が得られた。このことから，このプッシュモレーンは後氷期の氷河消滅後，ヒプシサーマル期に古い圏谷底の底堆石をおおって形成された泥炭地に，その後氷河が進出して底堆石を押してつくったものであると判断された。その年代ははっきりしないが，ネオグラシエーションのものであることは間違いないと思われる。

分布高度，他の堆石堤や氷蝕地形との位置関係，開析の程度，残雪の分布状況などからみて，この朝日池堆石堤と同時期のものと思われる堆石堤は，北アルプスの各所にある。少なくとも第1表の堆石堤のうち最上位のものはネオグラシエーションのものである疑いが強い。五百沢 (1963) は空中写真判読による氷河地形分布から，氷期の雪線高度が日本海に向って急勾配で低下することを示した。また，ONO(1984)は，日本の氷期の古環境を論ずるなかで，多雪の裏日本山地と，寡雪の表日本山地を分けて考察し，前者の現在の雪線高度が従来の見解ほど高くはなかったと述べている。現在の残雪分布からいっても，北アルプス北部からの報告が増加することを期待したい。

VI. あとがき

以上のように日本の氷河地形研究は議論の割にそれを支える現地資料が少なく，しかもそれが氷蝕地形にかたよっていた。氷河成堆積物と年代資料の提示のない最終氷期の氷河地形の編年的研究というのは，日本だけの特殊な現象ではなかろうか。一見年代資料の得られそうもないような乾燥アンデスやヒマラヤでも，堆石に関連した^{14}C年代が増えてきている。氷河地形の分布は空中写真判読によってほぼ明らかになっているので，それを手がかりに編年に必要な現地資料を着実に増やしていくことが望まれる。

引用文献

有井琢磨・山川信之 (1983)：木曽山脈黒川谷上流・中流部における氷食地形の研究．地理予，23，56-57.

深井三郎 (1956)：立山連峰における氷蝕地形．富山大教育紀要，5，1-20，

── (1960)：飛驒山脈とその周辺地域の地形発達．地理評，33，247-269.

── (1974)：立山付近の氷河地形とその形成期．富山大教育紀要，22，119-133.

橋本誠二 (1971)：日高山脈の地質．北大山の会編，日高山脈．17-36，茗渓堂.

──・熊野純男 (1955)：北部日高山脈の氷蝕地形．地質雑，61，208-217.

今村学郎 (1940)：日本アルプスと氷期の氷河．162p，岩波書店.

五百沢智也 (1902)：槍・穂高連峰付近の最低位堆石堤について．地理評，35，652-653.

── (1963)：写真判読による日本アルプスの氷河地形．地理評，36，743.

── (1974)：空からの氷河地形調査，地理，19-2，38-50.

── (1979)：鳥瞰図譜・日本アルプス．講談社，190p.

伊藤真人 (1982)：北アルプス南部，蒲田川，右俣谷の氷河地形．地学雑，91，88-103.

小疇　尚 (1983)：氷河・周氷河地形からみた日本の最終氷期．地球，43，13-19.

──・杉原重夫・清水文健，宇都宮陽二朗，岩田修二・岡沢修一 (1974)：白馬岳の地形学的研究．駿台史学，35，1-86.

──・岡沢修一 (1977) ：白馬・朝日連峰東斜面の氷河地形．地理予，12，20-21.

──・── (1983)：後立山連峰北部，朝日岳の完新世プッシュモレーン．第四紀学会講演要旨集，13，110-111.

KOBAYASHI K. (1958) : Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Jour. Fac. Liberal Arts. Sci., Shinshu Univ.*, 8-Ⅰ, 13-67, 12 pl.

小林国夫 (1962)：過去および現在の日本の氷河周辺地域．地球科学，60・61，53-57.

──・森義直・原田哲朗・河内晋平 (1957) 中央アルプス氷蝕圏谷底の堆積物とその地史的意義．地質雑，63，9-25.

KOBAYASHI, K. and SHIMIZU, H. (1966) : Significance of the Ikenotaira interglacial indicated by moraines on Mt. Kumazawa of the Kiso mountain range, central Japan, *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, 1, 97-113.
町田 洋 (1979)：信濃川上流と姫川の自然と歴史，松本砂防工事事務所編．松本砂防のあゆみ，1-77.
岡山俊雄 (1936)：本邦氷河問題の回顧と現状（中）．山岳，31，365-401.
—— (1956)：氷河地形．富田芳郎編，自然地理Ⅰ，95-115．朝倉書店.
—— (1975)：氷河地形研究史概観．地理評，48，151-153.
ONO, Y (1984) : Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Geogr. Rev. Japan*, 57 (B), 87-100.
小野有五・平川一臣 (1975)：ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境．地理評，48，1-26.
SASA, Y (1934) : Glacial topography in the Hidaka mountain range, Hokkaido. *Proc. Imper. Acad.*, 10, 218-221.
SCHLÜCHTER, C., HEUBERGER, H., and HORIE, S. (1981) : New evidence for multiglaciation in the high mountains of Japan. Ⅰ. *Proc. Japan. Acad.*, 57(B), 296-299.
式 正英 (1961)：赤石山地北部の地形について．辻村太郎先生古稀記念論文集，224-238，古今書院.
SHIKI, M. (1969) : Recent alpine geomorphological studies in Japan. *Ochanomizu Univ. Studies Arts and Culture*, 22, 69-81.
下川和夫 (1980 a)：只見川上流域の雪崩地形．地理評，53，171-188.
—— (1980 b)：積雪の作用に関する諸研究．駿台史学，50，296-318.
柳町 治 (1983)：木曽山脈北部における最終氷期の氷河の消長と編年．地学雑，92，152-172.

地学雑誌 93-7 (1984)

第四紀海洋古環境—鹿島沖ＳＫ－１の研究—

高 柳 洋 吉*

Quaternary Marine Paleoenvironment—a Study in Well Off-Kashima SK-1

Yokichi TAKAYANAGI

I. 研究の背景

第四紀は最新の地質時代である。その堆積物には地球の近い過去を探る多種多様な手掛かりが残されており，それはまた人類の時代の記録として多分野の研究者の関心を集めている。沿岸浅海域より遠洋深海底に及ぶ海洋底の堆積物や，熱帯から亜熱帯にかけての低緯度域の潮間帯〜亜潮間帯を特徴づけるさんご礁堆積物には，数年から数十万年あるいは数百万年と時間的規模に相違はあるが，この間の古環境の諸変動が記録されている。

近年の深海底掘削計画 (Deep Sea Drilling Project, 1968-1975, DSDP; International Phase of Ocean Drilling, 1975-1984, IPOD) によって，地球の全海洋にまたがる大規模な海洋底掘削が実施され，中生代特に白亜紀以降の古海洋変遷のあらすじが把握できるまでに知識は拡大した。また第四紀古海洋に関しては，CLIMAP 計画でなし遂げられた貢献が目立っている。この計画の本来の長い表題である Climate/Long Range Investigation, Mapping and Predictions (気候長期研究・図化・予測) が示すように，これは気候変動の機構を明らかにするのが目的であり，18,000年前の８月における地球表面の状態図を提示したことで広く知られている (CLIMAP Project Member 1976). このグループの成果については，別にまとまった報告 (CLINE and HAYS 1976) があるので多言を要しないであろう。

CLIMAP の大がかりな研究の過程で，過去の海洋表面の状態を復元する手法として，Imbrie を中心とする研究者達によって提案された変換関数 (Transfer Function) 法は (IMBRIE and KIPP 1977; ほか), かつて EMILIANI (1955) が提唱した酸素同位体層位学と並んで，その後の微化石による古海洋研究において重要な手段となっている。この方法は，海洋底表層堆積物に含まれるプランクトンの遺骸群集を表層水の海洋学的パラメータと関連づけ，その関係を堆積物コア中の化石群集の解析に応用して，後期第四紀の水温及び塩分の具体的推定値を求める変換関数の形で表現したものである。しかし，この関数の適用範囲には地域的限界があり，IMBRIE らが精度向上に努めた大西洋の関数を他の海洋区に適用しても誤差が大きく，利用にたえない。日本列島周辺海域の古海洋研究には，独自の関数の作成が必要となるのである。

中緯度域に位置する日本列島の周辺海域では，第四紀において，暖寒両水系の消長による激しい海況変動のみならず，氷河性の海面変動，あるいはまたこれらに伴う生物群の消長や生物生産の変動などが継起した。その意味で，日本列島周辺海域は，北東太平洋のカリフォルニア沖合，南西太平洋のニュージーランド周辺海域などと対になって，太平洋における第四紀海洋変動を解明するための，北西太平洋を代表する拠点的海域である。さらに日本列島が背弧海盆として抱える日本海の第四紀における変動は，海洋学的に独特の興味があるのみならず，自然史や人類史上で日本列島とアジア大陸との交流にかかわる問題を多

* 東北大学理学部地質学古生物学教室 Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University

く提供している。

本州東方海域は，北上する亜熱帯暖水の黒潮と南下する亜寒帯冷水の親潮の会合域に当たる。南の黒潮前線と北の親潮前線との間には混合水域が形成され，これが東方海域の大部分を占めている。前線の位置は経年的にも季節的にも不安定で，海況変動の振幅が大きく，微妙な変動の影響も捕捉しやすい。このような海域での変動を過去にさかのぼって明らかにするには，当然これを記録した長い堆積物のコアを必要とする。しかし，利用可能な既存のピストンコアもなく，かつまた，それを新たに採取する機会にも恵まれなかった。そのため，これに代るものとして，鹿島灘において石油資源開発株式会社が試掘した"鹿島沖ＳＫ-1"のカッティング試料の提供を受け，総合的古環境解析を実施した。この試掘井は鹿島灘沖合約14km，北緯36°9′33.8″，東経140°43′49.8″，水深38mの地点にあって，全掘削孔長は2,100mに達する。

本研究には３大学に所属する８名の研究者（高柳洋吉・斎藤常正・岡田博有・石崎国熙・尾田太良・長谷川四郎・岡田尚武・S. MANICKAM）が参加した。堆積学・微古生物学・安定同位体比研究にかかわる成果の詳細は別に公表の予定であるが，以下そのあらましを述べる。

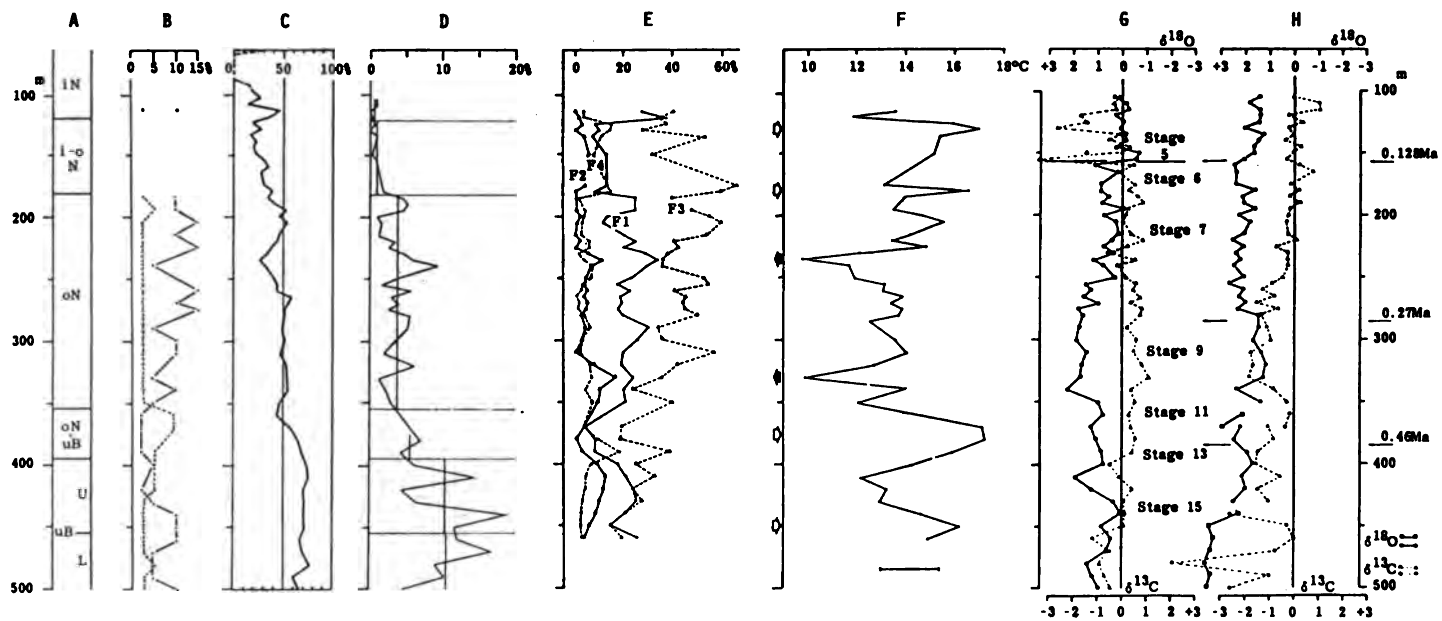
II. 鹿島沖 SK-1 の第四系の年代

鹿島沖SK-1における微化石層序の概要を報告した米谷ら（1981）によると，第四系と第三系の境界は坑井深度460mと470mの間にある。この第四系にできるだけ詳しい時間尺度を目盛るため，一応500mまでの全試料についてプランクトン化石の生層序を検討したところ，次のような石灰質ナンノプランクトンと浮遊性有孔虫の基準面が各深度に認められた。

Emiliania huxleyi の初出現	280m
Emiliania annula 及び *E. ovata* の最終出現	380m
Globorotalia tosaensis の最終出現	440m
Globorotalia truncatulinoides の初出現	460m
Neogloboquadrina asanoi の最終出現	470m
Discoaster spp. の最終出現	480m

以上によれば，*Discoaster* 属は鮮新世末に絶滅し，*G. truncatulinoides* は第四紀初頭に出現しているので，460m以浅を第四系とするのは妥当である。しかし房総半島や掛川地域では，*G. truncatulinoides* と *N. asanoi* はごく短い層位区間ながら共存している。したがって両種が共存していないことは，460mと470mの間に不整合の存在することを示唆している。不整合による欠如の大きさを房総半島の新生界との対比により見積ると，古地磁気層序における Matuyama 逆磁極期の Olduvai 亜期（1.67-1.87 Ma）から Jaramillo 亜期（0.92-0.97Ma）にわたっており，さらに *G. tosaensis* の上限が440mにある点を重視すれば，間隙はもっと広がって，第四系のほとんどは Brunhes 正磁極期（0.00-0.73Ma）に属している可能性もある。なおこれらの年代値は HARLAND et al.(1982) によっている。

年代については酸素同位体の方からも手掛かりが得られる。酸素同位体比による深海堆積物の層位学的区分を最初に唱え，^{18}O濃度の淡い層準に奇数の，濃い層準に偶数の番号を付けた stage 区分を行ったのは EMILIANI (1955) である。この方式を踏襲した SHACKLETON and OPDYKE (1973, 1976) は，太平洋のコアで古地磁気層序区分と対応させつつ，22の stage を識別している。同じコアで石灰質ナンノプランクトンを検討した THIERSTEIN et al. (1977) は，*Pseudoemiliania lacunosa*（本論における *Emiliania annula* 及び *E. ovata*）の絶滅は Stage 12 中で約 0.46 Ma，*E. huxleyi* の初出現は Stage 8 の後期で約0.27Maと年代値を出している。この組合せを鹿島沖 SK-1 の同位体比記録に対応させると，第１図G，H（以下Ｇ図，Ｈ図と省略）に示すような結果となる。また，深度155mと160mの間で ^{18}O 濃度が濃から淡に変っているが，このような顕著な移化は 0.27 Ma 以後では，Stage 6 と Stage 5 の境界（約 0.13 Ma）をおいて他にない。



第1図　鹿島沖 SK-1 の古環境解析総合図〔年代（Ma）は本文参照〕

A．底生有孔虫群集解析に基づく深度帯区分（iN：内部浅海帯，i-oN：内部—外部浅海帯，oN：外部浅海帯，uB：上部半深海帯，U：上部，L：下部）．

B．構成鉱物中における石英及び方解石の産出頻度．

C．P/T比．

D．石灰質ナンノプランクトン群集中の *Florisphaera profunda* の産出頻度

E．浮遊性有孔虫のバリマックス群集（F1-F4）の産出頻度．

F．変換関数により求めた夏の表層水温．

G．浮遊性有孔虫（*Globorotalia inflata*）の酸素・炭素同位体比．^{18}O及び^{13}C濃度は横軸に標準試料（ＰＤＢ）よりの偏差として千分率で表わしてある。

H．底生有孔虫の酸素・炭素同位体比．深度360m（*Cibicides akneriamus*），440-560m（*Bolivinita quadrilatera*）を除き，他はすべて *Amphicoryna scalaris* を用いてある。横軸の尺度はGに同じ。

III. 古環境の多角的解析

1）堆積相：第四系は深度90m付近を境にして，上部の細礫を含む細粒砂を主体とする層と，下部のシルトを主とする層とに層序区分される。鉱物組成では，石英と斜長石の量的変化がおおむね同傾向にあり，産出頻度は深度360～420m付近で最低となり，代って方解石が増加している（B図）。ここでは粘土鉱物もほとんど検出されない。石英の量は上方へ向かい増加している。長石/石英比もかなり変動があり，この比の大きい層準は島弧火山活動を反映していると思われる。粘土鉱物中にカオリナイトを欠いているのは，高温多湿地帯からこれを運搬してくる黒潮からの供給が房総半島により妨げられたためであろう。

2）底生有孔虫：有孔虫群集の層位的変化の中で顕著なのは，群集を構成する全個体中で浮遊性種の占める割合（P/T比）の変化である（C図）。坑井深部の70%台より浅部の20%台までの段階的変化は，沖合より沿岸への変化を示している。さらに底生種群集の種組成と頻度の類似度に基づくクラスター分析の結果を現生群集の生態的分布と照合し，A図に示したような上部半深海帯下部より内部浅海帯に至る古水深の変化を認めることができた。

3）石灰質ナンノプランクトン：群集の多様度と特徴的種群の産出頻度を層位的に追跡した。これらのなかでも代表的なものは，現海洋で100m以深に多産する *Florisphaera profunda* の変化である。この沖合型の種の産出頻度（D図）とP/T比との相関や古水深との対応は極めて密接である。

4）浮遊性有孔虫による変換関数の作成　変換関数は次のような手順で作成された(尾田ら，1983)。本州東方海域の表層堆積物中の浮遊性有孔虫群集の分布調査の結果（高柳・尾田，1983）をもとに，42測点での31種の産出頻度のデータマトリックスを作成し，Qモード主成分分析を行った。算定した固有値によれば，第1因子より第4因子までをとると全変動の90%余りが説明される。これら因子のバリマックス負荷量の地理的分布に照らして，第1因子は津軽暖流，第2因子は親潮，第3因子は黒潮のそれぞれの影響を表わすと判断される。第4因子は有意な負値のみが沿岸部に認められるので，反外洋性を示すのであろう。これらの因子評点を算定後，1.0以上の評点に着目し，バリマックス群集（各因子の端成分を代表する種群）の組分けを行った。次いで42測点における上記群集の構成比を説明変数として，海洋環境図より判読した水温・塩分との間の回帰分析をした結果，ここで変換関数と称する回帰式が求められた。

5）古水温：変換関数に鹿島沖SK-1の中の第1～第4バリマックス群集(F1～F4)の産出頻度(E図)を代入して，冬の表層水温を求め，その層位的変化をF図に示した。これによると，深度330m付近が境となって，以浅ではF1とF3が対立的に変化し，北上する黒潮と南下する津軽暖流が鹿島灘付近で拮抗しつつ変動している古海況が推定される。これに対して以深部では対立が見られず，海況の相違が示唆される。水温の四つの山と二つの谷（F図の白と黒の矢印）とF1～F4の変動とを照合すると，以深部の海況は親潮支配型であったが，以後時代と共に黒潮が強化されていったものと思われる。

6）有孔虫殻の酸素・炭素同位体比：従来，この種の同位体比測定は深海底堆積物を主対象にして行われてきており，鹿島沖SK-1の第四系のように黒潮・親潮両水系の影響下にあり，かつ浅海堆積物を含むような場合の研究例は他に見られない。鹿島灘のような水域での酸素同位体比の変化には，氷床の消長のような地球的規模の要因のみならず，沿岸水等の地域的要因も種々関与したであろうから，変動の意義の理解が容易ではない。その上，中期第四紀以来の黒潮・親潮等の海水の ^{18}O 濃度の推定が困難で，得られた結果を古水温に直結させるような単純な解釈は許されないのである。しかし全体的傾向を見ると，浮遊性有孔虫の ^{18}O 濃度は第四系基底より深度340m付近に向かって，いっそう濃くなり，そこから上方へ淡くなるのに対し，底生有孔虫の場合は深部から浅部へと次第に淡くなっている。

炭素同位体比的に見ると，海洋表層における光合成作用により軽い炭素が選択的に植物体に多く取り込まれる結果，表層水での ^{13}C の増加は植物プランクトンの生産性の直接的反映と見なすことができる。鹿島沖SK-1の場合，浮遊性種の ^{13}C 濃度は第四系基底より深度160m付近まで大きな変化がないが，それ

以浅になると大きく動揺する。また底生種の濃度は下部では不安定ながら，中部から上部に向かって漸増し浮遊性種のそれに近づいている。このような変化は浅海化に伴う一連の現象と理解され，表層水と底層水の濃度差がなくなったことを示すものであろう。

IV. 海洋古環境の変動

鹿島沖 SK-1 の第四系が形成された海洋環境が約60 Ma 以降たどった変遷は第1図に総合される。古水深は多少の動揺を繰り返しつつ減少し，ここに一連の海退の過程が明らかにされている。海底環境の変化に基づいて，この第四系堆積期の前半は上部半深海帯（大陸斜面一大陸棚縁辺部）時代であり，後半は浅海帯（大陸棚）時代と規定できるであろう。

上部半深海帯時代では，古水温の推移はゆるやかで，表層水温と ^{18}O 濃度は平行的に変動し，主として親潮の消長に伴って2温暖期と1寒冷期が生じた。下から2番目の温暖期には，陸地の隆起量が少なかったため，陸地よりの物質供給が衰え，生物源炭酸塩の堆積量が相対的に増加した。第四系基底付近に石英が比較的多いのは不整合に由来するものかも知れない。

浅海帯時代に入り，長石／石英比に見られるような島弧火山活動の影響が堆積物に現われ始め，さらに石英の産出頻度の上でも後背陸地の隆起による陸上侵食の強化の徴候が顕著になる。また海水の ^{18}O 濃度の減は，底層水よりも表層水に顕著であるが，これも浅海化に伴って沿岸水との混合の影響が次第に現われたと見てよいであろう。古水温と表層水の ^{18}O 濃度の彷徨性の間に平行関係が認めにくくなったのも，大陸棚環境に起因するのかも知れない。この時代の今一つの特徴は，黒潮と津軽暖流との対立関係の発生で，黒潮の影響が強まり津軽暖流の影響が弱まった時期が温暖期となり，その逆が寒冷期になっている。しかし，海退の進行により鹿島沖 SK-1 の最上部ではプランクトン化石が貧困化し，解析不能となり，坑井深度 100m 以浅現在に至る間の海況変動が不明のまま残されることとなった。

謝 辞 本研究のため鹿島沖 SK-1 の試料を提供された石油資源開発株式会社に対して，厚く御礼申し上げる。なおこの研究は，文部省科学研究補助金により実施された特定研究（1）「海洋底の第四紀古環境」（課題番号56117004，57110004，58102004）の一部である。

引用文献

CLIMAP Project Members (1976) ; The surface of the ice-age earth. *Science*, **191**, 1131-1137.

CLINE, R. M. and HAYS, J. D., Eds. (1976) : Investigation of late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. *Geol. Soc. America Mem.*, 145, i-x, 1-464.

EMILIANI, C. (1955) : Pleistocene paleotemperatures. *Jour. Geol.*, **63**, 538-578.

HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. and WALTERS, R. (1982) : *A geologic time scale*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 131pp.

IMBRIE, J. and KIPP, N. G. (1971) : A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology; Application to a late Pleistocene Caribbean core. In *The Late Cenozoic Glacial Ages*, ed. TUREKIAN, K. K., Yale Univ., New Haven, pp. 71-181.

米谷盛寿郎・井上洋子・秋葉文雄(1981)：鹿島灘．日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」，土 隆一編，国際地質対比計画―114日本国内委員会，静岡，pp. 13-17.

尾田太良・石崎国熙・髙柳洋吉(1983)：本州東方海域表層堆積物中の浮遊性有孔虫群集解析．海洋の動的構造ニュースレター，11，3-9.

SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, N. D. (1973) : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Res.*, **3**, 39-55.

SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, N. D. (1976) : Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. America, Mem.* 145,

449-464.
高柳洋吉・尾田太良 (1983)：本州東方海域表層堆積物中の浮遊性有孔虫の分布. 海洋科学, 15, 138-144.
THIERSTEIN, H. R., GEITZENAUER, K. R. and MOLFINO, B. (1977) : Global synchroneity of late Quaternary coccolith datum levels : validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5, 400-404.

日仏共同研究"海溝 (KAIKO) 計画"
第1期調査の実施と結果

Xavier LEPICHON[1]，飯 山 敏 道[2]
Vincent RENARD[3]，中 村 一 明[4]
Jean-Paul CADET[5]，小 林 和 男[6]
他第1期調査乗船科学者一同[7]

Phase 1 of the French-Japanese Cooperative Research "KAIKO" Project and its Results

by Xavier LEPICHON, J. Toshimichi IIYAMA
Vincent RENARD, Kazuaki NAKAMURA
Jean-Paul CADET, Kazuo KOBAYASHI
and On Board Scientific Parties of the Phase 1 of the "KAIKO" Project

I. 序 論

日本近海における海洋プレートの沈みこみを，日仏共同で観察，調査する"海溝計画(project "KAIKO")が今年 (1984) と来年実施される運びとなった。

今年は，フランス海洋開発研究所〔Ifrmer (旧称C. N. E. X. O.)〕所属の海洋観測船ジャンシャルコー号 (Jean Charcot 2,200トン) を用いて海底探査を行った。

この結果に基いて，明1985年には，現在 Ifrmer が建造中の6000m級深海潜水艇 SM97 を用いた潜水調査を行う。

この研究実施の費用は，日仏両国政府が50%づつ分担し，運営には東京大学海洋研究所と Ifrmer が当っている。参加研究者は，日仏の大学，研究所の研究者である。

本稿は第1期調査の速報である。

II. 調査期間，海域と方法

第1期調査は1984年6月1日から7月30日にかけて行われた。研究活動は Leg 1, Leg 2, Leg 3 と名づけた，それぞれ18日間の3航海によって行われた。第1表に，各航海の期間，出入港地，調査海域を，第

1) Pierre et Marie Curie 大学(パリ) Université Pièrre et Marie Curie
2) 東京大学理学部 Faculty of Science, University of Tokyo
3) Institut Français de la Mer (フランス海洋研究所) Institut Français de la Mer (Ifrmer)
4) 東京大学地震研究所 Earthquake Research Institute, University of Tokyo
5) Université d'Orléans
6) 東京大学海洋研究所 Ocean Research Institute, University of Tokyo
7) 論文末尾参照

第1表　海溝調査（Projet KAIKO）第1段階調査の概要

Leg	調査期間	調査海域	主要目標
1	1984年6月1日～6月19日 （高知一清水）	日南（九州）沖（7） 四国沖（7） 潮岬沖 浜松沖	南海トラフおよび周辺の構造
2	1984年6月21日～7月9日 （清水一東京）	駿河トラフ北部 相模トラフ（3） 海溝3重会合点（4）	駿河，相模トラフと周辺の構造 3海溝会合地点周辺の構造
3	1984年7月12日～7月30日 （東京一函館）	第一鹿島海山（2） 襟裳海山とその北部（1）	日本海溝とその周辺の構造

1図にジャンシャルコー号の航跡と，調査海域を示す。

調査方法の概要を次に記す。

（1）　海底地形

海底地形はジャンシャルコー号に塔載されている Multi Beam Echo Sounder，通称 Sea Beam（RENARD and ALLENOU 1982）によって調べられた。船底に設置された16個の音響発信器から，頂角2°の狭音束が少しずつ異った方向に発信され，海底で反射されて戻って来るまでの時間をそれぞれのビームについて測定する。結果は磁気テープに，その時の船位，時間その他の資料と共に記録された。同時に船上の on line computer はこの資料に対し必要な補正を加え，plotter が地形図として出力した。発信6秒に1回の割で行われ，航跡に沿って，水深の⅘の中の部分の海底地形図が研究者の希望する縮尺で画かれた。われわれは縮尺1/25,000のものと1/100,000のものを同時に画かせた。1/25,000のものは測線相互の位置を考慮せず，航路沿いに描かせ，1/100,000のものは，相互の位置を考慮にいれた海底地形図である（第2図）。時々刻々の船の位置は，ロランC航海システム，人工衛星を用いたNNSSおよびGPSシステムを用いて，誤差100m以下（平均40m以下）の精度で決定した。

調査水域の80%以上は測定によって覆われるようにするため，測線間隔を平均2浬（3.6km），浅い所か，精査の必要がある所では，1.0～1.5浬（1.8～2.7km）にとった。

（2）　海底地質

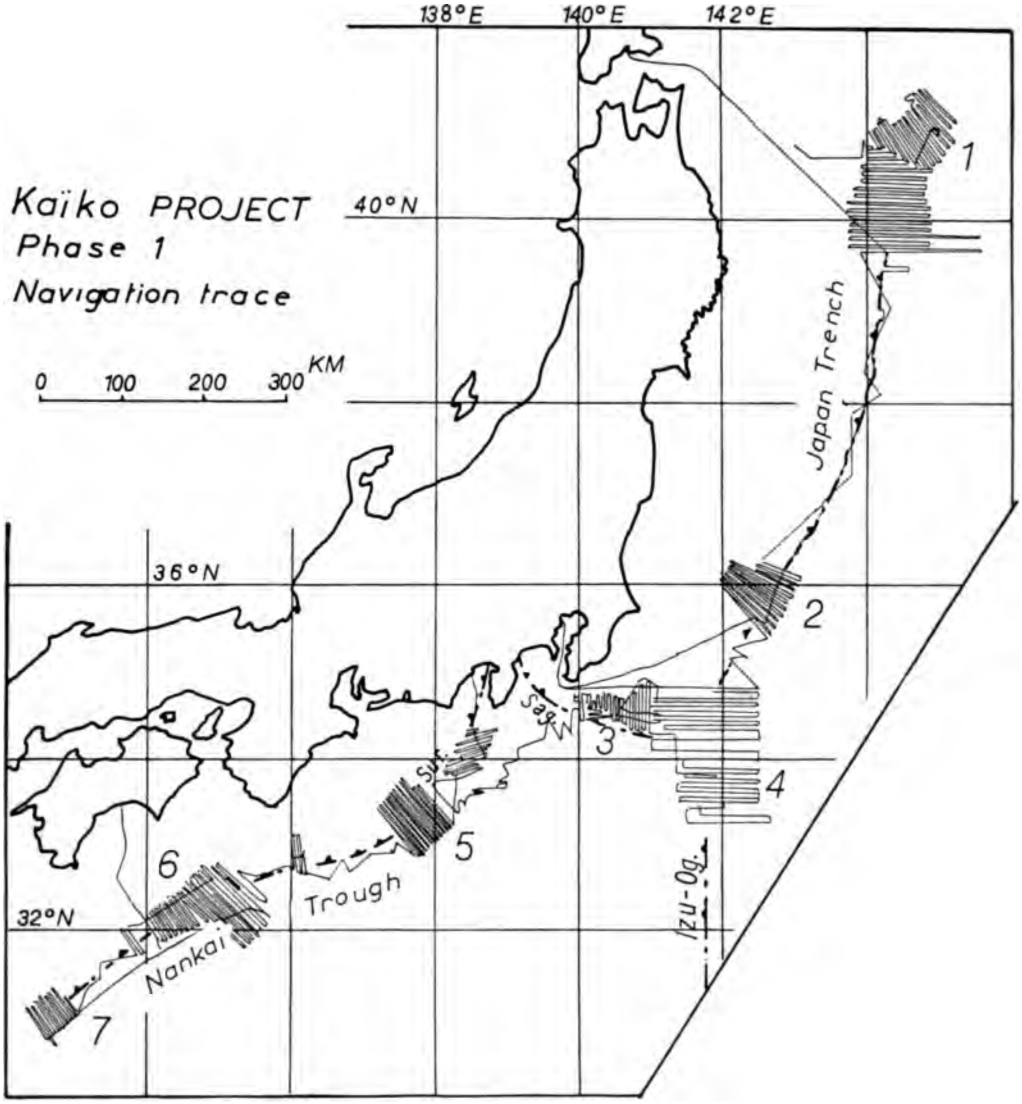
船の両舷後方10m，深さ5mの所にそれぞれ1基づつ，容量1.8ℓの water gun を曳行し，10秒に1回の割で発砲して，海底面下の弾性波探査を行った。船に常置されている3.5KHzの海底堆積物探査機も常時働かせ，海底面下の浅い部分の構造を調べた。

得られた seismic profiles は船上で解析し，地質構造図，堆積物の等厚線図，海洋地殻頂部の等深線図を船上の手作業で作製した。

（3）　地磁気および重力異常

プロトン磁力計2基を船尾後方約150mの水中に曳行，地磁気を10秒毎に測定，磁気テープに記録した。記録資料は，船上の off line computer で処理，航跡図上に地磁気異常値を plot させた。この図から手作業で，海底地磁気異常図を描いた。また，そこに現われた"磁気異常の縞模様"から海洋地殻の生成年代を推定した。

船に常置されている spring gravimeter（Boden See 社 KSS-30）と塔載した vibrating string gravimeter により重力を連続測定，他の資料と共に磁気テープに記録した。free air 重力異常を計算し，重力異常図を作製した。

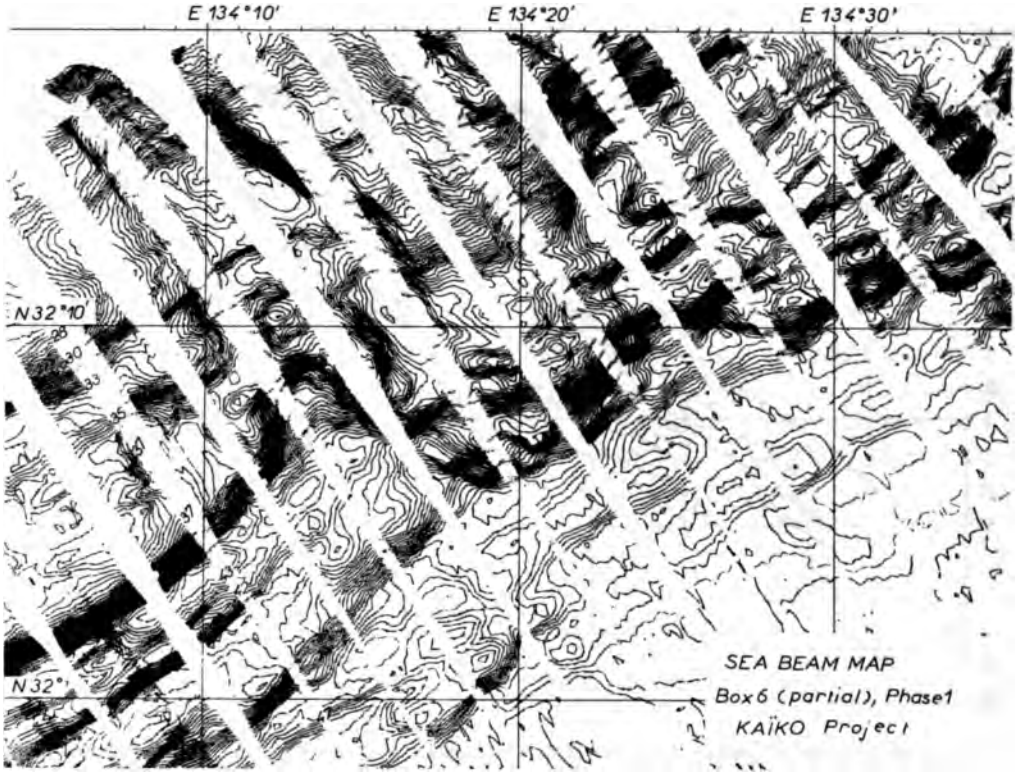


第1図　海溝計画第1段階調査におけるジャンシャルコー号の航跡。（調査測線もこれと全く一致する）.

III.　調査結果の概要

日本近海で日本列島の下に東側（西南日本では南東）から沈みこんでいる海洋プレートはフィリッピン海プレート（PHS）と太平洋プレート（PAC）である。PHS の沈みこみで南海，駿河，相模の3トラフが形成され，PAC のそれによって，日本海溝が形成されている。

またこの2つの沈み込み境界は，房総沖南方に位置し，PAC が PHS の下に沈みこんで，伊豆—小笠原海溝を形成している。



第2図　Sea Beam によって描かれた海底地形図の一部。原図は縮尺 1/100,000 である。この図は四国沖（水域6）の一部である。深度は，等深線の側に記入されているが，印刷された時読めないと思われるので，左側の一測線沿いに太く記入した。28とあるのは2800mを意味する。

Leg 1 は南海トラフ軸近傍の地質構造を明らかにすることを主要目標とし，Leg 2 は，南海トラフの延長である，駿河トラフ北東部，相模トラフと日本海溝，伊豆―小笠原海溝の3海溝会合点の構造の解明を目標とした。Leg 3 は日本海溝沿いの地質構造の調査にあてられた。

以下順を追って，調査結果の概要をまとめてみる。

Leg 1

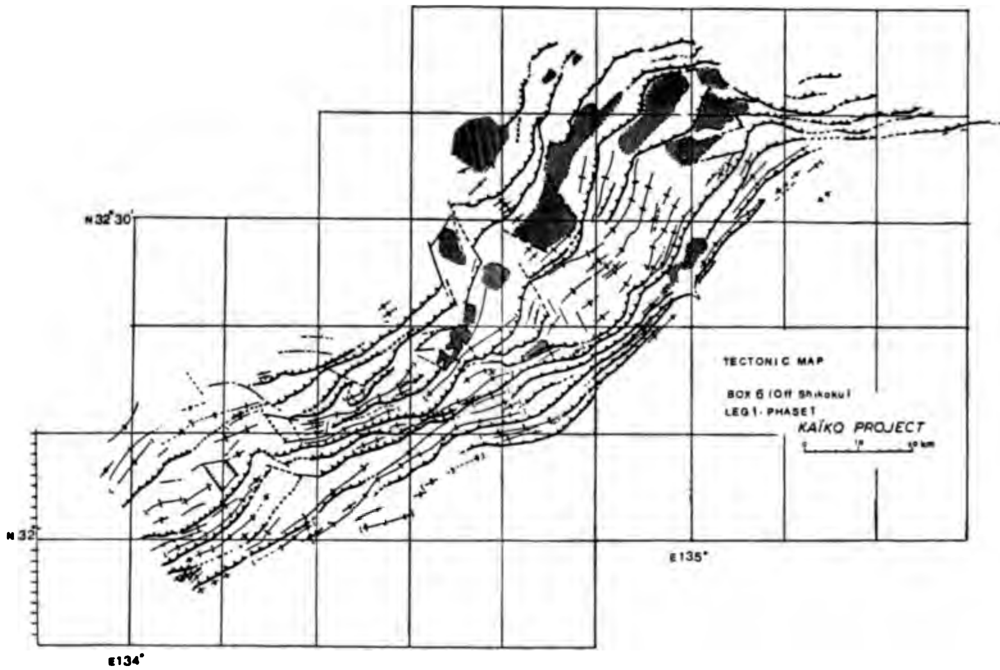
南海トラフは九州の日南沖で，この海溝が九州―パラオ海嶺と会合する地点に始り，九州，四国，紀伊半島の沖から遠州灘の中にのびる。ここで向きを NNE にかえて駿河トラフとなり，駿河湾奥で陸地にぶつかっている。

南海トラフに沿う地域は，海洋プレート上にのっていた遠洋性堆積物や，海溝軸部を埋めている，陸起源の乱流堆積物が，海洋プレートの沈みこみに伴って陸にかき寄せられ，変形，圧縮をうけて生じた附加体（accretionary prism）の発達の著しい所としてよく知られている（加賀美ほか1983）*。

南海トラフの一般的な姿がよく現われている四国沖の観察をまず説明しよう。

四国沖（水域6）

* 引用文献は網羅すれば莫大なものになるので，総括的なものを主として記す。



第3図　四国沖（水域6）海底地質図。

この水域は高知南方約180kmの地点から潮岬南方約180kmの地点にまたがる，東西約200km，南北約100kmの区域である。

Sea Beam によって得られた海底地形図と，seismic profiles の解釈によって作製した，この区域の地質構造図を第3図に，又最も典型的な seismic profiles の一枚を第4図に示す。

第4図から見て行こう。図の右は太平洋側，左は陸側である。

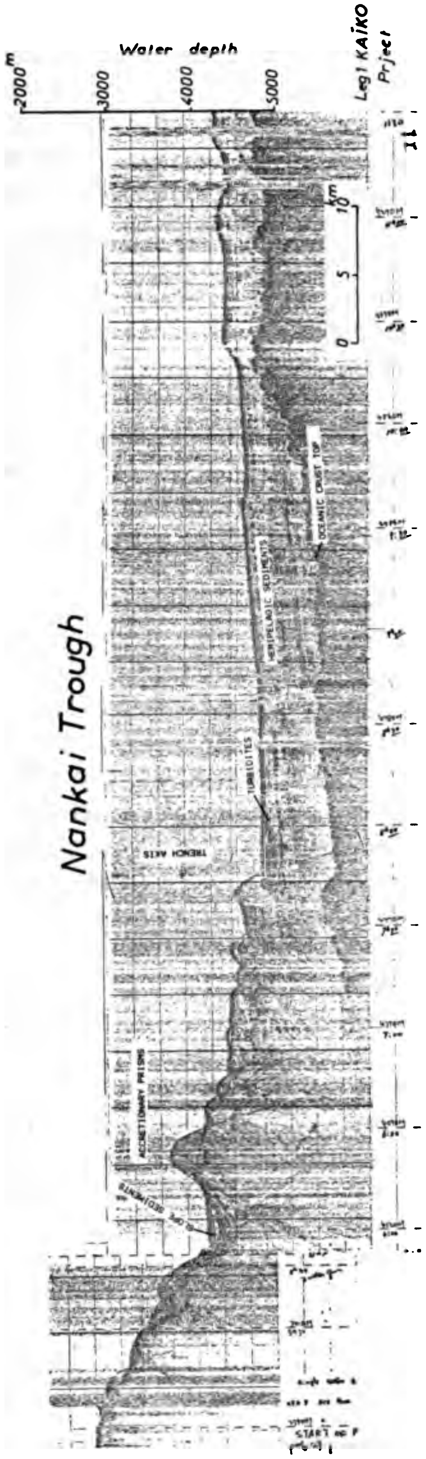
海溝軸より太平洋側では，水深4500mの海面下に，海溝を充填している乱流堆積物の水平* な層が軽微な傾斜を示す四国海盆の半遠洋性堆積物の層の上に重なる。この層の下海底面下約1200mの所に，海洋地殻の表面がゆるやかな北西傾斜を示して存在する。（AOKI *et al.* 1982)

海溝軸部から陸側では海溝乱流堆積物が変形し始め，逆断層と背斜をくり返している。逆断層面の走向はN30°Eが卓越し，北西に傾斜している。この逆断層，褶曲のくり返しに伴って，海底面は次第に浅くなり，堆積物のたたみこみのため，堆積物の厚さが3000mをこえるようになって来る。陸に近い部分の附加体の凹みには，水平な堆積層が発達している。この部分では，附加体の変形が活動をやめ，安定化しているものと考えられる。

地質構造図（第3図）をみると，陸側部分には多数の逆断層と背斜軸が海溝軸とほぼ平行に走っている。この走向は一定ではなく，約20～40km 毎に N15～30°W**の方向に湾入している。時にはこの方向の断層もみられる。海溝軸部で，この部分に相当する所では堆積物の厚さが急激に変化していることが多い。また海洋地殻頂部の深さもこの部分で急に変っている。更にその等深線図から，この変化は陸側に向って次

* 実はこの乱流堆積物の層も下位ほど急に陸側に傾いている。（中村・玉木 1984)

**この方向は地磁気異常図から判断される四国海盆の拡大軸の方向に対しわずか（約5°）西に偏っている。



第4図　四国沖の南海トラフを横切る測線（psafile 29, *Leg* 1）に沿う Seismic profile.

第に大きくなっていることが判る。

これらの事実から，沈みこむ四国海盆底は，一枚板からなっているのではなく，巾20〜40kmの板が隣り合って並び，それぞれが少しづつ異った運動をしていると考えられる。

海洋プレートがこのようなブロックに分れていることが，海側の海溝軸からはなれた所では認められず，沈みこみ帯に達してから，その上にのっている堆積物の変形や構造によってはじめて目にふれるようになることは興味深い。

海溝軸部を陸から供給された乱流堆積物が埋めているが，その厚さは一様ではない。調査地域の海溝軸に沿う延長200kmの間で100mから1,200mに達する変化を示している。また海溝軸部には，乱泥流の通路と思われる巾のせまい軽微な高まりにはさまれた凹みが走っている。

日南沖（水域7）

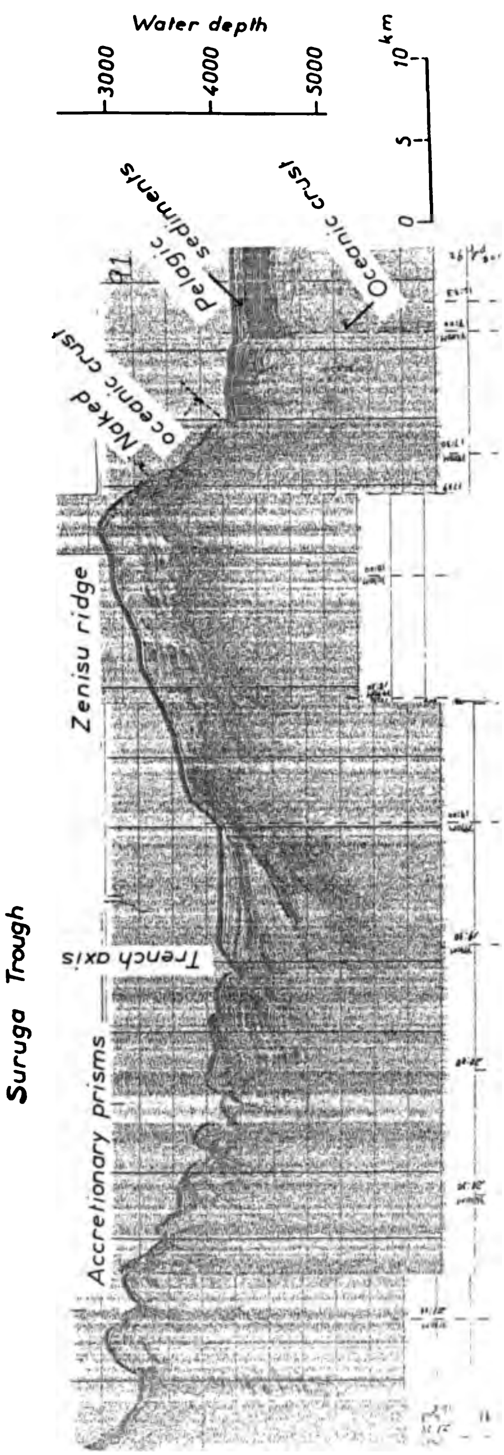
ここは，四国沖と同様な構造を示す東部地区と，九州—パラオ海嶺と南海トラフの会合のため著しく構造が変化した西部地区とこれらの2地区にはさまれた中部地区に分けられる。その境はいづれも断層である。

中央地区では現在，附加体の形成が進行しておらず，堆積物に変形を誘起することなしに海洋プレートは沈みこみを続けているように見受けられる。

浜松沖（水域5）

四国沖から潮岬沖をすぎ，遠州灘の名古屋沖をすぎる頃から，時々海溝軸部より海側約40kmよった部分の海洋地殻に，それまでは見られなかった事実が見え始めた（加藤ほか 1983）。海洋地殻が傾斜して，沈みこみを始める手前約5kmの所で，海溝軸に平行な断層が走り，海洋プレートに落差を生じているのである。断層は正断層であったり，逆断層のように見られるときもあり，性質を判定し難かった。

駿河湾南方から水域5に入るにおよんで，この断層は銭洲嶺南東端を海嶺と平行して走っていることが判明した。第5図にみられるように，この断層によって海洋地殻は陸側にある海洋地殻より1000m〜1500m低くなっている。このため，場所によっては，海洋地殻がじかに水中に露出している。その延長は



第5図 浜松沖（水域5）の海底地質構造図

30km, 巾4～5 kmにわたっている(第6図)。

この断層より海側で新しい沈みこみが起っているか否か，その判定は難しい。断層より海側の遠洋性堆積物に変形が認められること，断層が時に逆断層と判定されるような様相（まだこの調査で得た seismic profile の磁気記録から真の深さで表した profile を作る作業が終っていないので確定的なことが言えない）を示す点などは，新しい沈みこみの可能性を思わせる。

駿河トラフ軸部より陸側の構造は，トラフ南部では四国沖と同様，附加体の形成著しく，これを天竜川河口から続く天竜海底谷，志摩海底谷が蛇行し乍ら走っている。トラフ軸部は乱流堆積物によって充塡され，その中を南海トラフ東端以西ではっきりするチャンネルが蛇行し乍ら走っている。

Leg 2

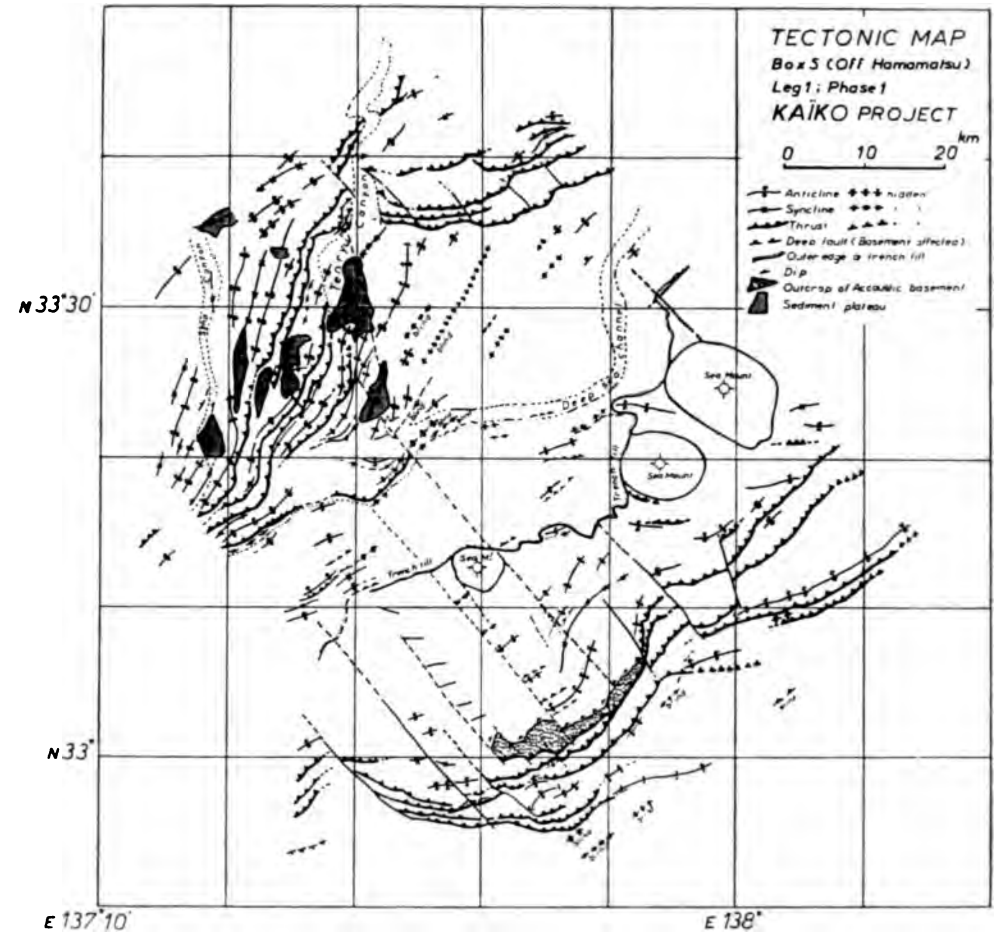
Leg 2 の調査は駿河トラフ南部の構造の観察に始った。つづいて Leg 1 で認められた銭洲海嶺東南部の断層の延長を探し求めた。この断層は Leg 2 で調査した区域では顕著でなくなったが，海洋地殻の一部が海底に露出しているような所はつづいていた。断層はこの水域にも存在するが，その多くは正断層や横ずれ断層であり，プレート内の構造と思わせるような様相になっていると結論された。今後の綜合的な検討が待たれる。

相模トラフ（水域4）

PHS の沈みこみ口は，相模灘から相模トラフを経て，海溝3重点にのびている。Sea Beam による調査以前には，相模トラフ北壁の海底崖には巾 2～3 km 長さ 10km 程度のレンズ状凹地がその長軸 NW～NNW に並べて雁行していると考えられていた（藤岡ほか 1984）。

Leg 2 の航海に先立って，海上保安庁水路部（海上保安庁水路部 1984）が行った Sea Beam による調査でも，Leg 2 が行った調査でもこの地形は，深く湾入蛇行して走る海底谷であることが判明した。この蛇行谷* は相

*房総海底谷



第６図　浜松沖（水域５）銭洲海嶺南部を横切る seismic profile（profile 91, Leg 1）。

模湾と日本海溝をつなぐ唯一の谷であり，相模トラフの軸部（相模トラフキャニオン）は海溝３重点には通じているが，日本海溝にはつながっていない。

水域４の西半部におけるPHSと大陸プレートの境界は相模トラフキャニオンと一致しているが，東半部では房総海底谷と一致していることが判明した。このような複雑な構造は，相模トラフが房総半島の急激な上昇と，海溝３重点における急激な沈下の様な複雑な運動の影響によって生じたと考えられる。

海溝３重点（水域３）

海溝３重点は，プレートの相対運動から考えて，不安定な地域であろうと考えられてはいたが，これまでその具体的な様相は解っていなかった（McKENZIE and MORGAN 1969）。

今回の調査で，この海域は等辺の長さが約200kmに及び底辺が約100kmの細長い二等辺三角形（底辺がほぼ東西に走る）をした低地であり，現在も沈降を続けていることが判明した。この部分の堆積物は厚く数kmをこえている。このためこの水域の重力は負の大きな異常を示し，－300mgal をこえる所もある。

この３重会合三角地帯内の西部にいくつかの閉じた凹地があり，堆積物の基盤の深さは知り得ない。こ

の部分が低地になっていることは，この水域への堆積物の供給がさかんであるにも拘らず，沈下速度が堆積物の沈積速度より速く，この穴を埋め切ることができない程であることを物語っている。この３重点海域の水深は何処も6,000m 以上であり南および東に向って深くなっている。深度の制約からこの水域は，SM97 による潜水調査の対象にはなり得ない。

この地域の閉じた凹地が何を意味するか，今後明らかにしなければならない。

Leg 3

Leg 3 では水域１および水域２の調査と共に，日本海溝の一般的状況の調査も行った。

日本海溝の構造は南海トラフと異り海溝底の巾がきわめて狭く（藤岡ほか 1983），海溝陸側斜面とは断層で境されている。海溝底から海側の海洋地殻およびその上の遠洋性堆積物には，海溝軸の走向に平行な断層が数多く存在している。

日本海溝の場合には，海溝軸に斜交している断層も数多くみられる。但しその延長は大きくなく数km～10数km続くものである。南北東西両方向の断層のため，海溝軸は数多くの屈曲を示している。このことに加えて巾が極めて狭い（海溝底の巾わずか７～８km にすぎないこともある）ため，Sea Beam の on line 出力の助けを借りることなく，海溝最深部に沿って船を走らせることは，不可能であるといえる程であった。

海溝の大陸斜面には，南海トラフに見られたような附加体の発達は全く見られない。軸部には，陸側斜面から崩れおちた，陸側斜面の岩石と，地滑りに伴って流入した土砂の堆積が所々にみられる。海洋地殻が露出しているところも少くない。

南海トラフと日本海溝の様相がこのように異るのは，一つには南海トラフでは比較的若い海底（年齢30～15m. a.）が陸の下に沈みこんでいるのに対し，日本海溝は古い太平洋底（年齢約130m. a.）が東北日本の下に沈みこんでいることで生じた海溝であるという，沈みこむプレートの年齢の相異によるとまず考えられる。年齢が異ればプレートの厚さも異るし，場合によっては，その構成，内部構造，ひいては物性も異って来ると考えられる。また海洋プレート上の遠洋性堆積物の性質も異って来ると考えられる。PHSプレートの移動速度（4cm/年）と PAC のそれ（10cm/年）の相異も原因として考えられる。

他方，南海トラフの軸部には，富士川，天竜川などから陸源物質の多量な供給（主として赤石，木曽両山地の急激な上昇のため）があるのに対し，東北日本から日本海溝への物質の供給はあまりないことも一因と考えられる。海溝が乱流堆積物で充填されている南海トラフは，海洋プレートの沈みこみ角がゆるいということも相まって，附加体形成に好都合な物理的条件であったのであろう。これに対し日本海溝は，このような条件がみたされていない場合の沈みこみなのであろう。

第一鹿島海山水域（水域２）

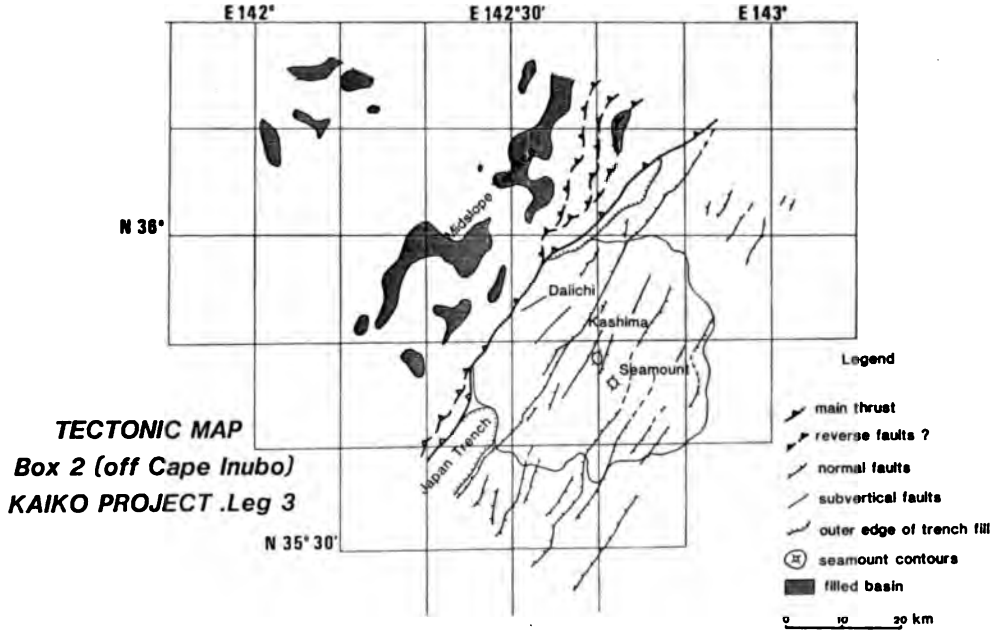
第一鹿島海山は太平洋プレートの沈みこみに伴って，日本海溝の海側斜面から海溝底に存在している。先年海上保安庁水路部はこの海山が海溝軸に平行な断層によって２つに切断され陸側の半分は海側の半分に対し約1200m位低い所に落ちこんでいることを発見している（MOGI and NISHIZAWA 1980）。今回の調査でもこのことが再確認されると共に，この附近の地質構造が明らかにされた（第７図）。この断層は，太平洋プレート本体も切っている大断層であって，海山が，海溝斜面にさしかかって滑ったようなものではないことが，明らかにされた。

この断層は正断層で，その落差は1,500mにも達する。

襟裳海山水域（水域１Ｎおよび１Ｓ）

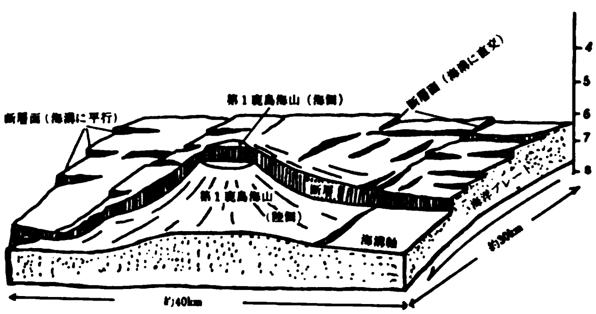
この海域では日本海溝底に現在位置している襟裳海山の状況を明らかにすると共に，何故日本海溝がこの水域でその方向を南北から北東に転じて千島海溝になるのかの解明が主目標であった。

襟裳海山は現在沈みこみつつあって，この海山も北東方向の断層によって切られてはいるが，その規模は第一鹿島海山よりはるかに小さいものである。



第７図　第一鹿島海山（水域２）の海底地質構造図。

この水域の日本海溝軸より陸側によった所には，南北に走る崖が走っている。この崖はその高さ数100mをこえるものであり，その方向，位置などから横ずれ断層と考えられる。この横ずれ断層は，北海道の地史，日本海の拡大に関係する重要な構造と考えられる。目下得られた資料の検討が進められている。



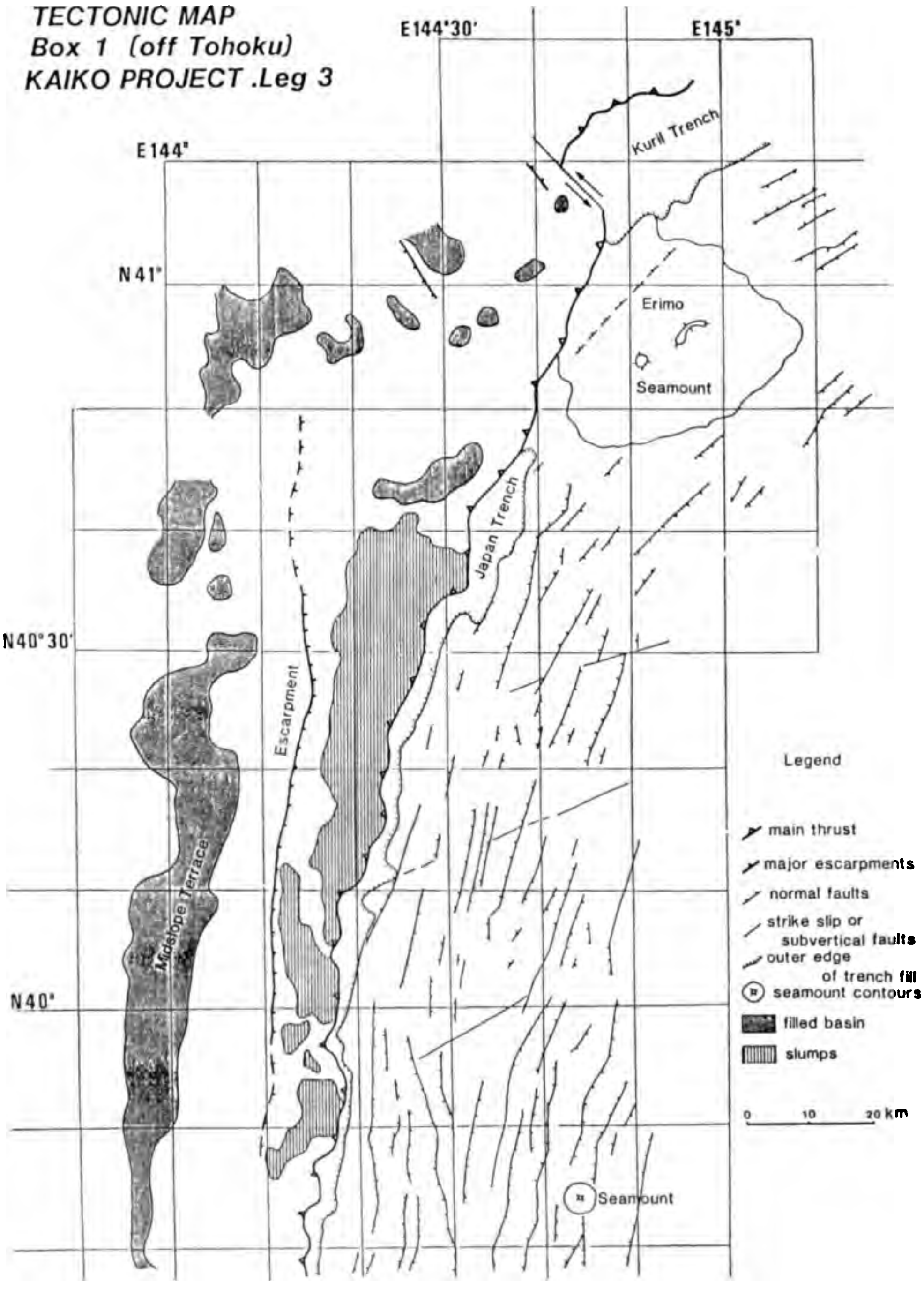
第８図　概念化して画いた，第一鹿島洋山の block diagram.（第７図とは異る解釈を示した。）

IV. 結　び

プレートテクトニクスが提唱されて20年余たつ。それ以前の地球の営みに対する我々の理解と今の我々の理解を比較すると隔世の感がある。

プレートテクトニクスの舞台に出て来る主役の一つは海洋地殻である。今迄の海洋地殻の研究は，海洋地殻が形成される拡大軸附近に集中されていた。沈みこみの部分も重要な舞台であり，IPOD で試錐も行われ，また弾性波探査も行われていたが，いずれも点，又は線であった。断層，褶曲等の存在が認められても，これがどのような拡がりを示しており，その拡がりがどのような変化をたどるのかについての消息はあまり得られていなかった。

今回の調査は，本格的な規模で起っているプレートの沈みこみに関する詳細な研究としては西半球で最初のものであった。第１期調査は第２期に行われる潜水調査の予備調査のように思われ勝ちであるが，限



第9図 襟裳海山水域（水域1）の海底地質。

られた時間内で行われる潜水調査で調べ得る区域の広さを考える時，今回の調査はそれだけでも充分な意義を持っている。この調査によって，これまで兎角想像を交えて考えていた事の中には現実には想像にすぎなかったこともあるし，又現実は予想通りであったこともある。又全く予想外の事実もかなり見出された。

今回の調査はしかし，何と云っても，海底から何km も離れた海上から行った，海底の打診又は聴診である。明年の第2段階で行われる調査によって，海底の地質，構造と構成物を肉眼で観察し，手に取ってみて，より確実な知見とする事が必要である。

現実に起りつつある造構運動に関連する一連の現象を観察して解った諸事実が過去に起きた造構史の解明である。この調査結果が陸上の地質の研究の基礎資料となることを希って止まない（平ほか 1981）。

稿をおくに当って，この計画の実現に深い理解を示され，多大の支援をされ，経済面での負担をひきうけられた，日仏両国政府，特に日本の文部省，フランスの科学・技術研究省に感謝の意を表する次第である。

また，この共同研究の立案から実現まで，東京大学海洋研究所所長として，種々の面で尽力された，奈須紀幸名誉教授に，著者一同感謝してやまない。　〔文責　飯山〕

〔海溝計画第1期調査乗船科学者氏名〕

Leg 1　○*X. LEPICHON[a]，H. CHAMLEY[b]，J. CHARVET[c]，M. FAURE[c]，S. LALLEMANT[a]，J, LEGETT[v]，C. RANGIN[a]，V. RENARD[d]

○飯山敏道[e]，藤本博己[f]，古田俊夫[f]，井田喜明[f]，加賀美英雄[f]，村田明宏[e]，岡田博有[g]，平朝彦[h]，徳山英一[f]

Leg 2　○V. RENARD[d]，J. ANGELIER[a]，J. AZEMA[a]，J. BOURGOIS[a]，C. DEPLUS[i]，P. HUCHON[a] P. LABAUNE[j]，J. L. VIGNERESSE[k]

○中村一明[l]，藤岡換太郎[f]，浜野洋三[l]，木下肇[m]，小川勇二郎[n]，瀬野徹三[o]，竹内章[p]，棚橋学[q]，内山昭憲[f]

Leg 3　○J-P. CADET[c]，J. AUBOUIN[a]，J. BOULEGUE[a]，J. DUBOIS[i]，R. Von HUENE[r]，L. JOLIVET[c]，S. LALLEMAND[c]，G. PAUTOT[d]

○小林和男[f]，笠原順三[l]，金沢敏彦[e]，小泉金一郎[f]，中村保夫[s]，末広潔[m]，谷伸[t]，徳山英一[f]，山崎俊嗣[u]

a)ピエール・エ・マリー・キューリー大学(パリ)；b)リール大学；c)オルレアン大学；d)Ifrmer；e)東京大学理学部；f)東京大学海洋研究所；g)静岡大学理学部；h)高知大学理学部；i)オルセー大学；j)モンペリエ大学；k)ナント大学；l)東京大学地震研究所；m)千葉大学理学部；n)九州大学理学部；o)建設省建築研究所；p)富山大学理学部；q)石油公団石油開発技術センター；r)U. S. G. S. (米国地質調査所)；s)東京大学教養学部；t)海上保安庁水路部；u)工業技術院地質調査所；v)インペリアルカレッジ(ロンドン)

文　献

日本近海の海底地質構造，構成物等に関する報文．日本海溝，南海トラフ（駿河，相模トラフを含む）に関する報文は近年非常に多くなっている。

既に多くの総括論文に，これらの文献は収録されているので，ここではくり返すことをさけ，代表的な総説論文と，本文に引用した文献を記す。

青木豊，玉野俊郎（1980）：マイグレーション反射地震記録よりみた南海トラフでのアクリーション機構，地震学会講演予稿集，N°-2, 40.

*○印は各 Leg の Co-chief Scientist.

AOKI, Y, TAMANO, T. and KATO, S. (1982) : Detailed structure of the Nankai Trough from migrated sections. *AAPG Bull.* 67 309-322.
藤岡換太郎，本座栄一，新妻信明，岡田博有（1983）：太平洋プレートの沈みこみと日本海構．科学，53 420-428.
藤岡換太郎ほか（1984）：房総海底崖附近の地質，東大震研彙報，59.
海上保安庁水路部（1975）昭和50年房総沖音波探査記録.
海上保安庁水路部（1984）第67回地震予知連絡会にて公表（新聞各紙もこれを報道）
加賀美英雄，塩野清治，平朝彦（1983）：南海トラフにおけるプレートの沈み込みと附加体の形成．科学，53，429-438.
加藤　茂，佐藤任弘，桜井　操（1983）：南海，駿河，相模トラフのマルチチャンネル音波探査．海上保安庁水路部研究報告，18 1-23.
小林和男，佐藤任弘，海洋大陸境界部の構造と発達（I）活動縁辺域．地球科学，11，175-252. 岩波
MCKENZIE D. P and W. J. MORGAN (1969) : Evolution of triple junctions. *Nature* 124, 125-133.
MOGI, A. and NISHIZAWA, K. (1980) : Break down of a seamount on the slope of the Japan trench. *Proc. Japan Acad.* 56, Ser. B, 257-259.
中村一明，島崎邦彦（1981）：相模，駿河トラフと沈み込み．科学，51，490-498.
NAKAMURA, K., SHIMAZAKI, K. and YONEKURA, N. (1984) : Subduction, bending and eduction present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. géol. France.* 26, 221-243.
NASU, N. *et al.* (1982) : Multi-channel seismic reflection record data across Nankai Trough. Ocean Research Inst. Univ. of Tokyo.
RENARD, V. and ALLENOU, J. P. (1979) : Sea Beam, multi beam echo sounding in "Jean Charcot", description evaluation and first results. *Int. Hydrogr. Rev.* 56, 35-67.
平朝彦，斉藤靖二，橋本光男（1981）：日本列島形成の基本的プロセス．科学，51，508-515.
吉井敏剋，小林和男（1981）：沈みこみ帯の地球物理．科学，51，472-478.

その他，D. S. D. P. の Leg 31, 58, 87でボーリングが日本近海の海溝に関連して行われ，その報告は Initial Reports D. S. D. P.，31，58，87 に収録されている。

地学雑誌 93-7 (1984)

反射地震記録より見た海溝付加体の動態

加賀美 英 雄*

Accreted Sedimentary Wedges at Trenches observed on Multichannel Reflection Seismic Records

Hideo KAGAMI

I. はじめに

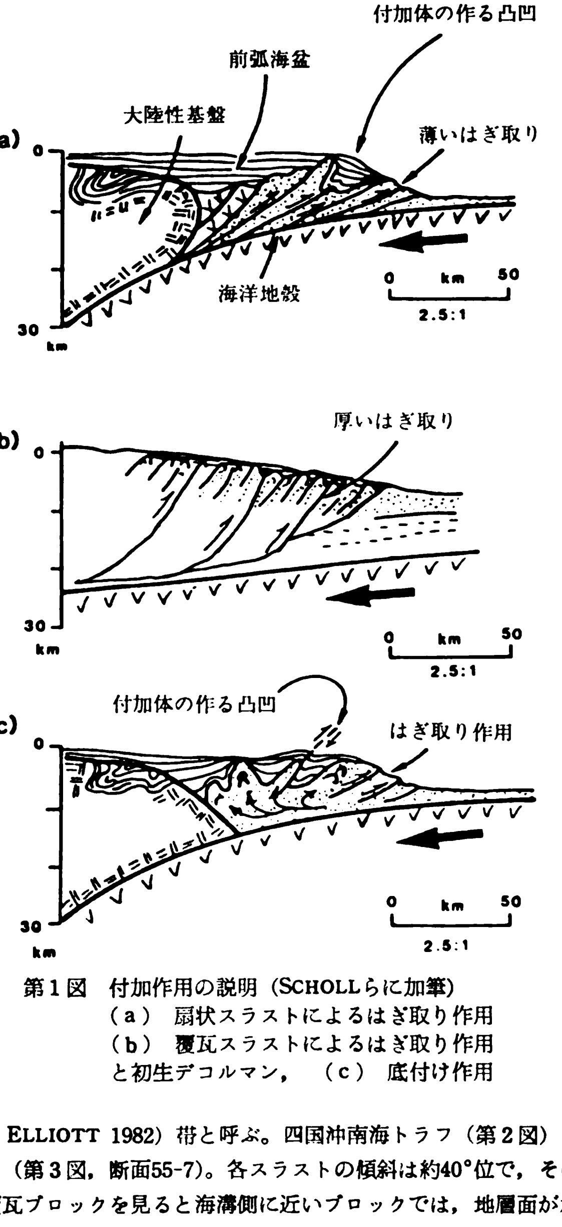
西太平洋では，海洋底の中央で堆積した遠洋性堆積物はプレートの動きにのり，やがて海溝にたどり着き，付加したり沈み込んだりする。プレートの移動速度は数～10cm/年であり，遠洋性堆積物の厚さは300～1,000m もある上に，海溝底に陸地から供給される乱泥流堆積物（タービダイト）の厚さは所により1,000mにも達することがあるので，それらが合わさって集積する量は年々莫大なものになるはずである。ところが，その実態は従来あまり詳しく判らなかった。その理由は，海溝は地球上で最も深い所である上に，地形変化の程度が最大の所であるからである。その上，海溝では地殻が著しく破壊されていたり，古い基盤が露出しているので，並の手段をしては全体像をつかむことは不可能であった。

それにも拘わらず近年になって海溝付近の構造が明らかにされだしたのは，石油探査に使う多重受信式反射地震探査の技術が海溝の研究に利用されるようになったためである。デジタルアンプによる HiFi 録音と，大型計算機を使用した重合処理とくにマイグレーション解析技術の進歩により（山崎 1979），付加体の内部構造が次第に明らかになってきたのである。著者の所でも1979年よりこの技術を使って海溝調査を行ってきた（KAGAMI *et al.* 1980）。

では，現在海溝付加体の形成機構をどのようにみているかを述べる（SCHOLL ら 1980）。第1図(a)は，はぎ取り作用を示している。海洋地殻の上にのる薄い層厚の遠洋性堆積物が海溝に近付いてくると，海洋地殻と大陸基盤との間の抵抗により，遠洋性堆積物は海洋地殻からはぎ取られ大陸基盤の前面に付加体として残される。この場合，遠洋性堆積物は他の堆積物に比べ延性変形し易いで，はぎ取り作用は扇状スラストによって形成される場合が多い（DICKINSON & SEELY 1979）。第1図(b)は比較的厚い遠洋性堆積物の上に砂質のタービダイトがある場合で，はぎ取り作用は覆瓦スラストによって生じている例が多いことを示す。比較的大きなブロックに割れてスラストが発達するのは，堆積物が砂勝のため靭性(じんせい)変形をしたものと思われる。下部の遠洋性堆積物中には低角逆断層スベリ面（デコルマン）が発達し，各覆瓦スラストを収斂している。第1図(c)は付加体を形成するもう一つの作用を示している。それは底付け作用といい陸側斜面の深部で生じる現象である。この図は粘土による実験により付加した物質が流動変形をして，付加体を下部より肥厚させている状態を表わす（COWAN & SILLING 1978）。その後，第1図（b）に示したように，デコルマンが覆瓦スラストを次々に収斂するに従い深い層準に達することは，遠洋性堆積物を次々と付加体に組み込む結果となるので，これも底付け作用の一つであると考えるようになった（MOORE, *et al.* 1982, WESTBROOK & SMITH 1983）。以後海洋プレート上に発達し，覆瓦スラストを収斂するデコルマンを初生デコルマンと呼ぶ。また初生デコルマンが消失し，付加体深部で観察される複数のデコルマンを多重階層デコルマンと呼び，初生デコルマンから区別した（加賀美ら 1983）。

---

*東京大学海洋研究所 Ocean Research Instiute, University of Tokyo



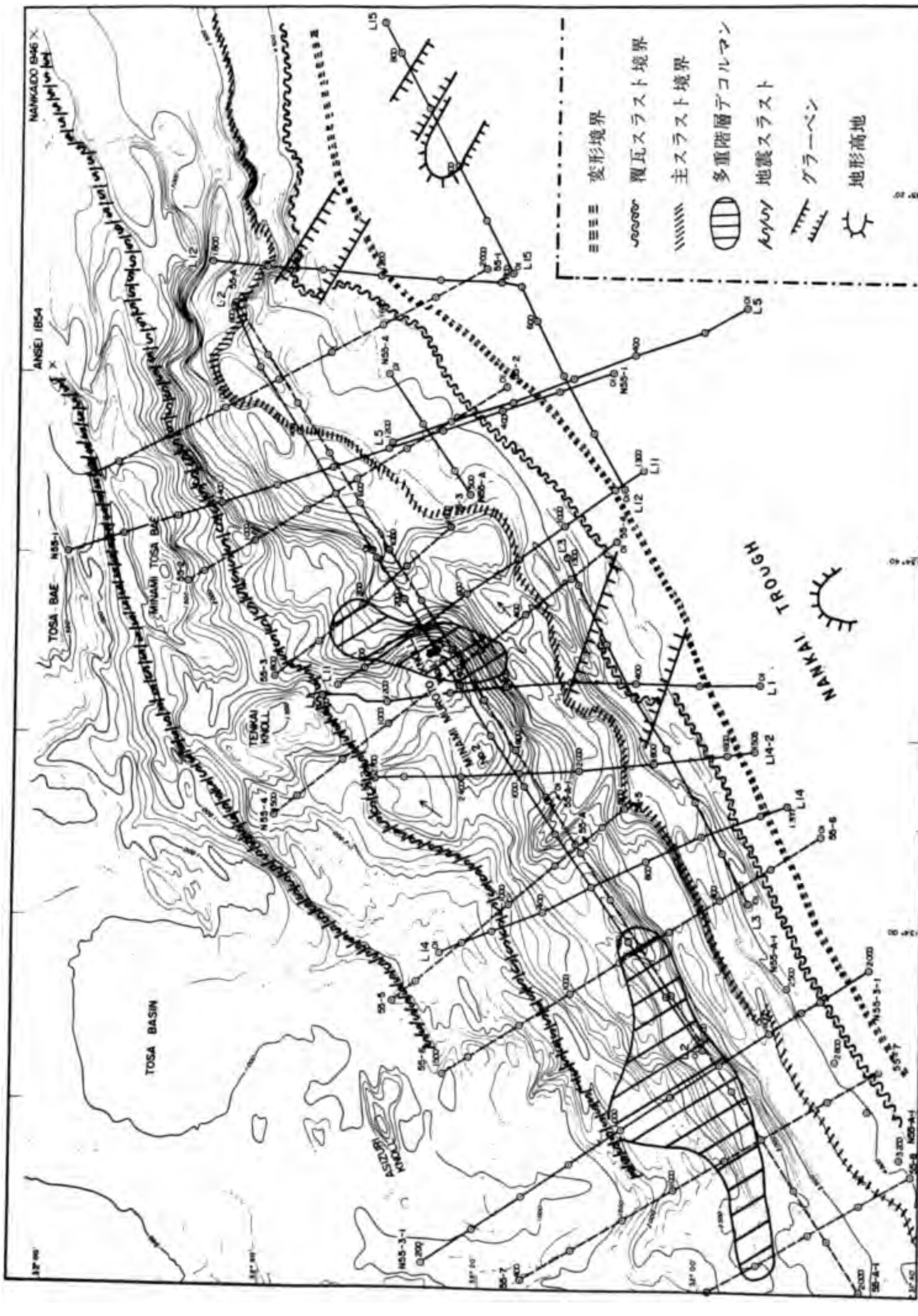
第1図 付加作用の説明 (SCHOLLらに加筆)
(a) 扇状スラストによるはぎ取り作用
(b) 覆瓦スラストによるはぎ取り作用と初生デコルマン, (c) 底付け作用

II. 南海トラフにみられる付加体

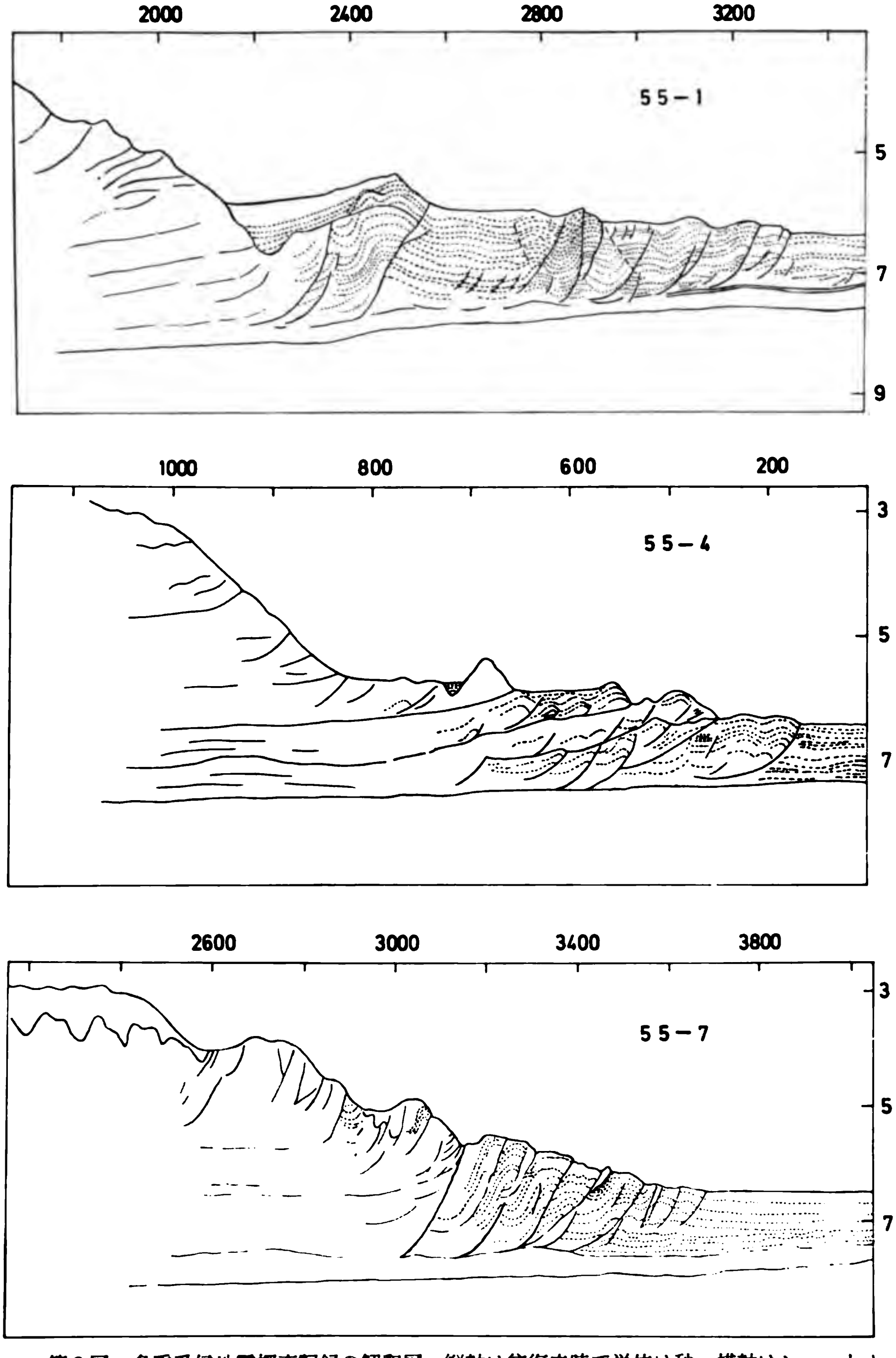
四国沖南海トラフには付加体が発達するが，その規模は海溝軸の水深4800mから，土佐海盆の外縁水深1100mまでの約60km の長さにわたり，その厚さは土佐海盆の外縁下で最大になり約10km に達する。このように巨大な付加体が形成されるのは簡単なことではなく，衝突帯に限られるという見方がある。つまり，南海トラフでは伊豆半島の本州弧への衝突が物質供給上で重要な役割を果たしているというのである（平ら 1984)。

この南海トラフの付加体の構造区分が可能となり，その結果若干の物理的意味も解読することができたので，述べることにする。いずれも反射地震記録上の断層の性質と，重合速度分布の違いにもとづいている。まず，海溝軸に近い所にある帯をプロトスラスト帯と呼ぶ。ここは海溝最深部より次第に浅くなり最初の覆瓦スラストが発達する所までの範囲である。時に，ボックス褶曲が発達することもあるが，その特徴は沢山のキンクバンドが発達し始めることである（KARIG, KAGAMI *et al.* 1983)。このキンクバンドの発達により地層は次第に肥厚し，浅くなる原因となっている。第2の帯は，最初の覆瓦スラストが発達する所から，地形が急に浅くなる主スラスト境界までの範囲である。この帯を，覆瓦スラスト帯又はデュプレックス・スラスト (BOYER & ELLIOTT 1982) 帯と呼ぶ。四国沖南海トラフ（第2図）の西半部では覆瓦スラスト帯が見事に発達する（第3図，断面55-7)。各スラストの傾斜は約40°位で，その下部には初生デコルマンが生じている。各覆瓦ブロックを見ると海溝側に近いブロックでは，地層面が水平に続き，スラストによる上下変位はほとんどないが，陸側に近いブロックでは次第に傾動し，地層も 40° 位に傾斜してくる。こうなると上下変位は 1,000m 位に達するようになる。第2図の東半部では，覆瓦スラストが重層して作るデュプレックス・スラスト帯が発達する（第3図，断面 55-4)。この場合，水平変位がどの程度になるか，読み取ることができなかったが，バルバドスの場合では1,000mという報告がある (MOORE & BIJU-DUNAL 1984)。

第2帯が終ると海溝斜面は土佐海盆の外縁にむかって急速に浅くなる。表層近くでは，覆瓦スラスト構造が発達し，その上を被覆する斜面堆積物中には褶曲がみられるようになる。付加体深部においては複数



第2図　四国沖南海トラフの付加体の構造



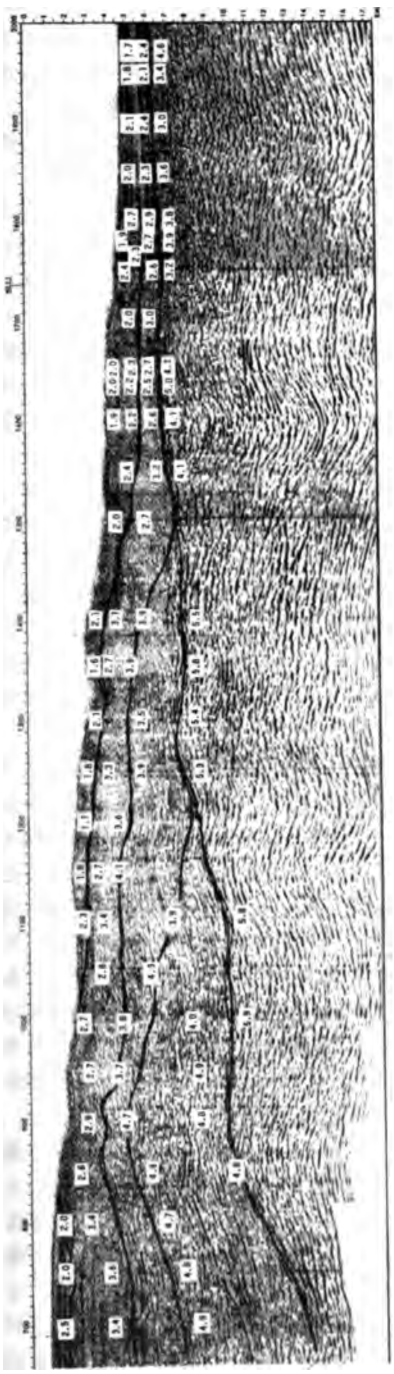
第3図　多重受信地震探査記録の解釈図，縦軸は往復走時で単位は秒，横軸はショットナンバーである。（資料は石油資源の鳥羽武文氏の好意による）

のデコルマンが発達するようになる(第3図)。これを，多重階層デコルマンと呼び，第3の底付け作用が生じているものと考えた（加賀美ら 1983)。この多重階層デコルマン帯は単に水平に近いすべり面ができるだけでなく，海側から新らしい物質をはさみ込んで行く機能を持っていると思われる。次の第四帯を地震スラスト帯と呼び区別する。上佐海段外縁直下に発達する大規模なスラストは 15〜20° の傾斜を示し，その分布を追って行くと1854年安政地震，1946年南海道地震の震央を夫々通ることが判る（第2図）。従来からこの付近は外縁隆起帯と呼ばれ，活断層T_2帯が存在する所とみられていた（藤田・尾池 1981)。

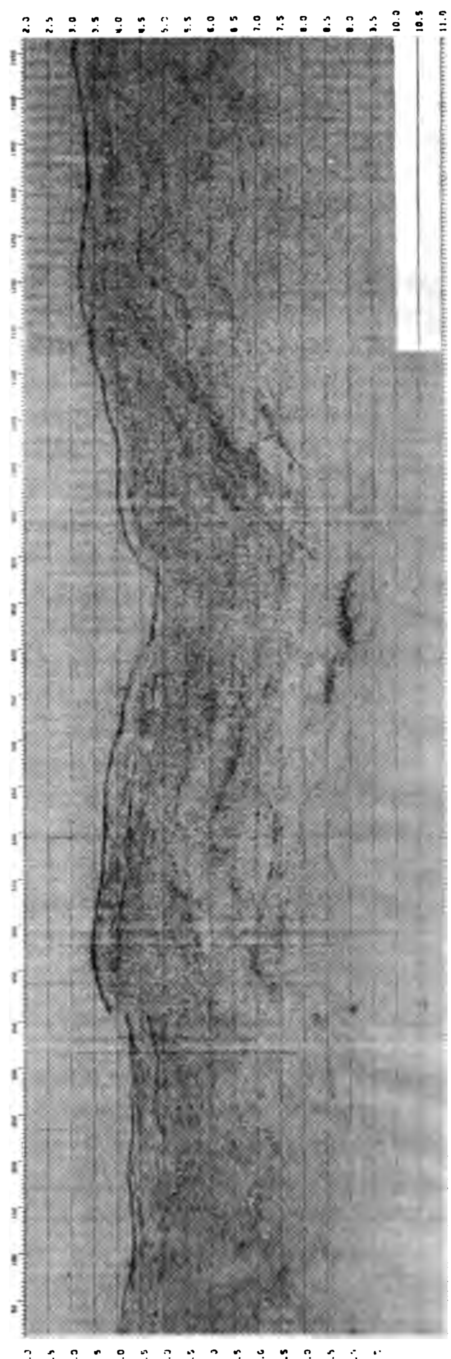
次に，この付加体の地震波速度構造をみてみる（第4図）。プロトスラスト帯（SP 1820-2000）は上部のタービダイトが1.7〜2.1km/s, その下の遠洋性堆積物が2.1〜2.4km/s の2層構造を示す。なおこの部分の詳細な速度構造については別途報告中である（AOKI *et al.* 1984)。覆瓦スラスト帯（SP 1430〜1820）は2層からなり上部の 1.9〜2.4km/s と下部の 2.5〜3.2km/s よりなる。上部の大部分は覆瓦スラストで変位した海溝タービダイトであり，やや脱水状態が進行したものと考えられる。一方下部の速度は固結がかなり進んでいることを示す。この状態から考えて初生デコルマンが奥の方まで続いているとみるのは無理と思われる。多重階層デコルマン帯（SP 1020〜1430）は3層の速度構造を持つ。表層の 500m 位は1.6〜2.1km/s であり，非変形ないし一部変形した斜面堆積物より構成されているものと考える。その下に 2.7〜3.4km/s の層が約 2km の厚さであり， かなり固結の進んだ付加堆積物とみる。 最下部には3.5〜3.9km/s を示す約2〜3km の厚さの層がある。これが後に述べる多重階層デコルマンの発達する部分である。 地震スラスト帯は土佐海段外縁 （SP 840〜1020） に典型的に出現する。 ここでは引続く隆起によって現世の斜面堆積物は認められず，2.6〜2.9km/s の速度を示す T・M 相当層（奥田 1984）が直接海底に出てくる。これらの陸起源の地層は，この付近が海側で識別される最遠（深）点である。この下に 3.7〜3.9km/s の薄い層が存在するが，これがM相当層か又は付加堆積物か区別はつけられなかった。ここでの特徴は，最下部に厚く分布し，4.0〜4.9km/s の速度を示す層の存在である。これは相当固結の進んだ付加堆積物とみるが，地震性スラストはこの層中に発達している。

速度構造を全体としてまとめると，付加体では陸側に進むほど速度が段階的に増加する。まず覆瓦スラスト帯は 2.5〜3.2km/s 層が発達し，その中に初生デコルマンが認められる。海溝から 20km ほどから発達する多重階層デコルマン帯では 3.5〜3.9km/s が認められる。海溝から 40km 弱で始まる地震性スラスト帯になると 4.0〜4.9km/s になることが判った。 このことを屈接法地震探査の結果と比較すると（吉井ら 1970)，海溝から 10km の所から 2.8km/s がみられ，更に 20km の所から 3.5km/s 層が出現する。そして 40km の所から 4.6km/s 層が発達する。 このように速度構造としては本質的に同じであるということができる。吉井らは 2.0〜3.5km/s 層までが現在の付加作用によってできたウェッジであり，この付加作用により外縁隆起帯の構造が出来て，その結果土佐海盆が形成されたとしたが，第4図の断面から 4.0〜4.9km/s 層が今より一サイクル前のものと言う積極的な結果は出てこなかった。むしろ外縁隆起帯の隆起を生じている原因は 4.0〜4.9km/s 層中の地震断層が作るドーム構造であって，その意味では 4.0〜4.9km/s 層も，現在の付加作用の一員とみることができるかも知れない。

今迄の資料をもとにしてまとめて図を画いた（第2図）。陸側の方からみると，安政地震に関係する地形として土佐碆と南土佐碆の間の谷があり，その西方は土佐海盆の外縁に沿って足摺海丘まで続いている。南海道地震の地形としては南土佐碆の南斜面を通り，天海海丘の外縁から足摺海脚（足摺海丘を載せる高まり）の南縁を通る急斜面が考えられる。事実，N55-3-1 や 55-2 の断面では 地震断層らしきものが捕えられている。このように分布の上から震央を通るというのが地震スラストの一つの根拠ではあるが，もう一つ，速度分布の上から 4.0〜4.9km/s 層が変形するときはどうしても弾性破壊を生じてしまうことが確率上大きいといえる。通常速度が 3.7〜4.0km/s を越えると間隙率が20%を割ることが知られているが，このことは上記の理由の一つと考えられる。これに反して，速度のおそい1〜3帯においては常に非地震性変形が進行しているということができる。ここを境に現在の付加体と陸起源の地層の分布の境界とする



第4図　多重分布受信地震探査記録の重合速度分布
測線 2155-3-1，縦軸は深さで単位はkm，横軸はショットナンバーで700より2000までを示す。100ショットが5kmになる。



…から1450までを示す。

·gins and the role of
26, 2, 11-23.
ud volcanoes. *Geology,*

·5-414.
·造について. 星野通平・青

ら 1983)。この考えによれば，付加体は3つのグループに分けられる（加賀美 1983)。

1）ガテマラ・スンダ・日本海溝などは，海溝斜面の傾斜が大（4～8°）で，かつ基底の間隙水圧比は小さい（0.7以下)。これらのグループはどちらかというと沈み込み浸食の可能性を示す。

2）アリューシャン・オレゴン・チリー・南海トラフなどは，海溝斜面の傾斜は中位（3～6°）で，かつ基底の間隙水圧比は大きい（0.7～0.9)。かかる場合に，付加が生じる可能性が多い。

3）マクラン・バルバドスでは，海溝斜面の傾斜は非常に緩く（2°～ ），かつ高い基底の間隙水圧比（0.9以上）を示す。バルバドスでは，付加体先尖部を掘削し 324m の深さでデコルマンに達した。そこで21.0～24.5kg/cm² の高間隙水圧が観察された。この値はそこでの地圧に等しく，明らかにデコルマン上盤は浮いている状態にあった。つまり下盤をして容易に沈み込ませることが可能であった。

このように，高間隙水圧の役割が付加作用に重要な意味を持つことが次第に明らかになってきたのである（Von HUENE 1984)。

文　献

AOKI, Y., KINOSHITA, H. and KAGAMI, H. (1984) : An evidence of low velocity layer beneath the accretionary prism of Nankai Trough, inferred from synthetic sonic log. *DSDP Initial Rep.*, **87** (in press).

BOYER, S. E. and ELLIOTT, D. (1982) : The thrust system. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 1196-1218.

COWAN, D. S. and SILLING, R. M. (1978) : Adynamic scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Jour. Geophys. Res.*, **83**, 5389-5396.

DAVIES, D., SUPPE, J. and DAHLEN, F. A. (1983) ; Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, B2, 1153-1172.

DICKINSON, W. R. and SEELY, D. R. (1979) : Structure and stratigraphy of forearc regions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2-31.

藤田和夫・尾池和夫（1981）：本州弧の活構造と地震活動．科学，**51**，704-711.

HILDE, T. W. C. (1983) : Sediment subductionv ersus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, **99**, 381-397.

KAGAMI, H., TAKAHASHI, H., SHISHIDO, M. *et al.*, (1980): Development of multichannel seismic profiling system. *NEC Research & Development*, **59**, 12-19.

加賀美英雄（1983)：日本海溝・南海トラフからアジアの変動帯へ．月刊海洋科学，**15**，710-716.

——・塩野清治・平朝彦（1983)：南海トラフにおけるプレートの沈みと付加体の形成．科学，**53**，429-438.

KARIG, D. E. KAGAMI, H., *et al.* (1983) : Varied responses to subduction in Nankai Trough and Japan Trench forearcs. *Nature*, **304**, 148-151.

MOORE, J. C., WATKINS, J. S., SHIPLEY, T. H., MCMILLEN, K. J., BACHMAN, S. B. and LUNDBERG, N. (1982) : Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 847-861.

MOORE, J. C. and BIJU-DUVAL, B. (1984) : Tectonic synthesis DSDP Leg 78A : Structural evolution of offscraped and underthrust sediment, northern Barbados ridge complex. *DSDP Initial Rep.* 78A, 601-621.

OKUDA, Y. (1984) : Tectonic evolution of the continental margin off southwest Japan during the late Cenozoic. *Rep. Tech. Res. Centes, JNOC*, **19**, 33-93.

SCHOLL, D. W., von HUENE, R., VALLIER, T. L. and HOWELL, D. G. (1980) : Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust Ocean margins. *Geology*, **8**, 564-568.

平朝彦・新妻信明・今城雅彦（1984)：南海トラフにおける堆積作用．月刊海洋科学，**16**，39-45.

徳山英一・賀加美英雄・孔栄世・五十嵐千秋・奈須紀卓（1982)：日本海溝及び南海トラフにおける マルチチャンネル音波探査調査の最近の成果．日本水路協会「最近の海底調査，その2」，73-80.

von HUENE, R. (1984) : Structural diversity along modern convergent margins and the role of overpressured pore fluids in subduction zones. *Bull. Soc., géol. France*, 26, 2, 11-23.
WESTBROOK, G. K. and SMITH, M. J. (1983) : Long decollement and mud volcanoes. *Geology*, 11, 279-283.
山崎喬（1979）：石油・天然ガス採鉱における物理探鉱法．地学雑誌，88，395-414.
吉井敏尅・田望・村内必典その他（1970）：土佐海段一南海舟状海盆の地殻構造について． 星野通平・青木斌編，島弧と海洋，東海大学出版会，93-103.

地学雑誌 93-7 (1984)

本州弧の発達史におけるナップ構造とオリストストロームの意義

狩野謙一*・村田明広**

Tectonic Significances of Nappe Structures and Olistostromes in the Honshu-Arc

Ken-ichi KANO and Akihiro MURATA

I. はじめに

本州弧の先新第三系中にいくつかの大規模なナップ構造が存在するということは古くから知られていた。たとえば西南日本内帯では秋吉台の石灰岩の逆転構造や，大賀，阿哲のナップ群であり，西南日本外帯では四国や紀伊半島のナップ群などが代表的なものである。ところで，1970年頃から日本各地の古生層，とりわけ秩父古生層と呼ばれた地層のかなりは中生層であり，その一部に異地性の地層が積み重なった大規模なナップ構造が存在することが各地で明らかにされてきた。それとともに，海底地すべり堆積物，特にその中でも大規模なオリストストロームがこれらの地層中から次々と報告されてきた。同様なことはその南側の四万十帯の地層中でもいえる。そして，ナップとオリストストロームは密接に関連して分布し，両者は成因的に切り離して考えることはできなくなった。この間の研究の進展，特に最近5年間における進展はめざましく，本州弧の新第三紀以前の構造発達史は，プレートテクトニクスと結びついて，それ以前の考え方に大改訂を迫ることとなった。小論では本州弧，特に西南日本弧の骨格の大部分を構成する秩父中・古生層および四万十帯の地層中のナップとオリストストロームに関する最近の研究経過と現状についてまとめ，あわせていくつかの問題点をあげて，本州弧の構造発達史を考える上での一資料としたい。

II. ナップ・オリストストロームの分布と特徴

西南日本内帯

内帯ではそのかなりの部分をしめるチャートと砕屑岩層を主とする中・古生層中で大規模なナップとオリストストロームが報告されてきている。これらの研究では，最近のコノドントと放散虫の生層序学の進展が大きな役割をはたしている。このほかに，古くからの研究が示すように秋吉台や大賀，阿哲，伊吹山などに分布する大規模な石灰岩体の多くもナップを構成するほか，より北側の三郡変成岩中や，舞鶴帯，飛驒外縁構造帯にもナップや，メランジュないしはオリストストロームが分布するという最近の見解もあるが，これらについては今回は省略する。

内帯の関東地方への延長部である足尾山地はこの問題の発展に関して先駆的役割を勤めている。まず，小池ほか (1971) により足尾山地南部で低角スラストが発見され，その後柳本 (1973) は，この地域の中・古生層は大規模なスラストシートが重なったパイルナップ構造をとるとした(第1図A)。さらに AONO *et al.* (1981) によって詳しく調査され，足尾山地の中・古生層はスラストシートとオリストストローム

* 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University.
**東京大学理学部地質学教室 Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

との複合体であることが明らかとなった。

美濃地域においては，南部の犬山付近に足尾山地とほぼ同様なナップ構造があることが木村（1974）により指摘された。その後 IIJIMA *et al.* (1978)，YAO *et al.* (1980) などによってナップ構造が確認され，その詳細が明らかにされてきた。さらに犬山の東方，上麻生周辺にも大規模なナップ群があることが猪郷（1979），KANO（1979），木戸（1982）などによって報告された。KANO（1979）はこのナップ群の北側に，大規模なオリストストロームが広範囲に分布することを明らかにした（第1図B）。水谷（1982）はこの一部について詳しい記載を行っている。さらにそれより北側から飛騨外縁構造帯付近や養老山地にかけての広い範囲にも同様のナップ群・オリストストロームが分布することが猪郷（1979），木戸ほか（1982），脇田・岡村（1982），脇田（1983），ADACHI & KOJIMA（1983），HATTORI（1984）などにより報告された。

丹波地域においても同様なナップ群が存在することが ISOZAKI & MATSUDA（1980），石賀（1983）などにより報告された。石賀（1983）によると，丹波地域の中・古生層は二種の異なる時代・岩相・層序をもつスラストシートが水平な断層を境として積み重なり，背斜部にはより若い地層からなるシートが，向斜部にはより古い時代の地層からなるシートが露出している。シート内部にはオリストストロームも存在する。

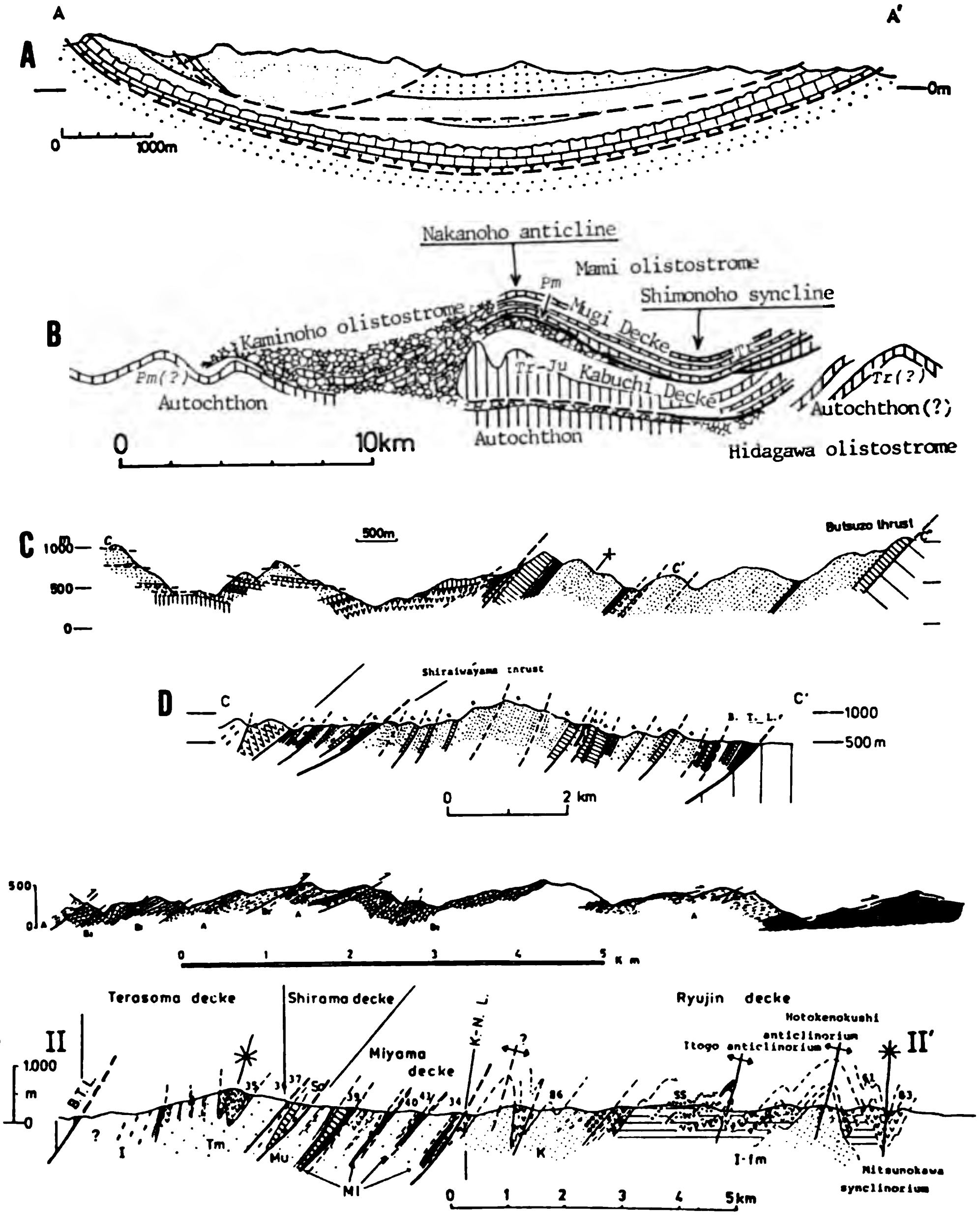
中国地域においては，TOYOHARA（1977）は島根県日原地域の中・古生層は小ナップが積み重なったパイルナップ構造をとり，さらにそのナップ内部に三畳紀の異なる時代の海底地すべり堆積物が発達しているとした。一方，田中（1980）は同じ日原地域で，厚さ約60mの一枚のチャート層中に三畳紀前期から後期にかけてのコノドント群集が連続的に産することを明らかにし，この地域の地層全体は三畳紀後期以降に生じたオリストストロームであるとした。早坂ほか（1983）は TOYOHARA が三畳紀のナップとした地層，田中がオリストストロームの基質とした泥岩層からジュラ紀前～中期の放散虫を報告した。したがって TOYOHARA の見解には問題が多い。

研究者の間に多小異なる見解はあるが，これらのナップ群やオリストストロームの特徴は以下のようにまとめられる。ナップ群は厚さ数10～100m 程度の三畳系チャート層（一部ジュラ系を含む）と，これとほぼ同様あるいはそれ以上の厚さのジュラ系の砕屑岩層を主体とし，二畳系の緑色岩，石灰岩，チャートなどを伴うことがある。各ナップはおのおの数10m～数100m，一部はそれ以上の厚さを持ち，数km～10数km以上の水平的な広がりを持つ。これらのナップ群は何枚もほぼ水平的に積み重なり，波長数km以上の正立褶曲構造を持つ。また白亜紀前期の関門層群相当層や白亜紀後期の濃飛流紋岩類により傾斜不整合に覆われ，白亜紀後期の花コウ岩に貫入されている。オリストストローム中のオリストリスは最大のもので径数kmに達し，泥質の基質中に散在している。オリストリスはナップを構成する地層の岩種・時代とほぼ同じである。基質である泥質岩の時代はジュラ紀中・後期と思われる。これらオリストストロームはナップの間に挟まれたり，それ自体がナップを構成したり，ナップの側方に広がって分布している。

これらの地層の南側に分布する領家帯の変成岩内部にはまだ上述のようなナップの存在は報告されていない。オリストストロームは岩国地域で報告されているもの（東元ほか 1983）などがあるが大規模なものは知られていない。

三波川―秩父―三宝山帯

三波川―秩父―三宝山帯では古くから多くのナップの存在が明らかにされていた。四国の三波川帯の変成岩内部では大規模な横臥褶曲としての長浜ナップ（秀 1972）や猿田ナップ（原ほか 1977）などが報告されている。また，四国東部では大歩危相当層の上に三縄相当層がナップとしてのるとする考え方がある（FAURE 1983)。関東山地の三波川変成岩類は秩父帯の地層を覆う巨大なナップとされたが（HUJIMOTO 1937），その存在は木村（1977），小坂（1979）により否定され，秩父帯の地層がデコルマ面を境として三波川変成岩の上にのるとされた。さらにこの地域では内帯起源と思われる花コウ岩類や片麻岩・白亜系な



第１図　ナップ構造の代表的な断面図。いずれも図左方が北側，凡例・断面位置等は原著参照。　A：足尾山地葛生地域の中・古生層（柳本 1973），　B：美濃地域東部の中・古生層（KANO 1979），C：紀伊半島中部の秩父―三宝山帯の中・古生層（松田 1984），D：九州中部の三宝山帯の中・古生層（MURATA 1981），E：九州東部の四万十帯白亜系（坂井 1978），F：紀伊半島西部の四万十帯白亜系（YANAI 1984）。

どが三波川変成岩の上にクリッペとしてのるとされている（小坂 1979）。なお，四国東部や静岡県浜名湖北方の三波川帯南縁部の御荷鉾緑色岩類の一部はオフィオリティックオリストストロームであるとされている（SAITO *et al*. 1979, IWASAKI 1979）。

秩父帯，黒瀬川帯および三宝山帯の一部では，最近ナップやオリストストロームが各地で報告されている。主なものは，四国東部で須鎗ほか（1981），横山ほか（1979），紀伊西部で市川ほか（1981），同中央部で栗本（1982），同東部で松田（1984）（第１図C），関東山地で SATO *et al*.（1981），HISADA（1983），久田（1984）などである。これらのナップを構成する地層は石炭—三畳紀のチャート・石灰岩・塩基性火山岩類，ジュラ紀の砕屑岩層などであり，厚さ数10m～数100m で東西方向には比較的よく連続する。またオリストストロームは，ナップを構成する地層と同時代・同種の岩塊をオリストリスとしてもち，これらが泥質の基質中に含まれているものがほとんどである。オリストリスの大きさは露頭スケールから数kmにおよぶ。秩父帯ではナップに挟まれてオリストストロームが分布したり，ナップからオリストストロームへと移り変わることがあり，両者は密接に伴うことが多い。これらの基質中からはジュラ紀放散虫を産する。また，黒瀬川帯の花コウ岩類の一部も泥質基質中にオリストリスとして含まれることが報告されている（佃 1980）。

上述のもの以外に，秩父—三宝山帯では古くから，仏像構造線や神原谷衝上断層などの大規模な衝上断層の存在が知られ，中・古生層はナップ構造を作ることが明らかにされていた。MURATA（1983）は四国西部から九州にかけてのナップ構造の再検討を行い，秩父—三宝山帯の地層が衝上断層群（仏像衝上断層群）によりナップを作り，四万十累層群を覆っていることを明らかにした（第１図D）。この地域では基本的には４つの大規模なナップからなっており，それぞれ幅数kmで東西方向に細長く分布している。各ナップの下底の衝上断層は南方フェルゲンツであり，地下ではこれら４つの衝上断層は合流してひとつの大きなマスターデコルマを形成している。ナップ群の重なり方は南のものから北のものへと順次形成されたことを示唆している。より小規模な衝上断層は三宝山帯にも多くみられる。

四万十帯

四万十帯においても最近続々とナップおよびオリストストロームが報告されつつある。これらの研究では放散虫生層序学が重要な役割をはたしている。

九州の四万十帯北部を構成する白亜系中には南方フェルゲンツをもつ大小のスラスト群による覆瓦スラスト構造が発達し，南に向かって地層は徐々に若くなるとされた（勘米良・坂井 1975, 坂井 1978）（第１図E）。これとほぼ同様な傾向は四国，紀伊半島，赤石山地でも認められるが，これらの地域では九州に比べて大小の褶曲構造が発達することが知られている（柳井 1983 a, YANAI 1984など）（第１図F）。ただし，赤石山地では北西方フェルゲンツをもつ褶曲が発達する部分もある。なお，これらの報告に先立ち DICKINSON（1971）は，四国西部の白亜系宇和島層群は内帯側から移動し，四万十層群の上を覆ったクリッペであるとした。しかし，両者の層序・構造関係からこの見解は否定されている（柳井 1981）。

これら白亜系中には各地で緑色岩やチャートの岩塊が泥質基質中に散在した乱雑な堆積物が存在する。これらはメランジュないしはオリストストロームとして扱われており，赤石（松島 1982, 狩野 1984），紀伊半島（MIZUTANI *et al*. 1982, NAKAZAWA *et al*. 1983, 柳井 1983），四国（平ほか 1980，緒方ほか 1983）などで報告がある。これらでは岩塊中からはジュラ紀や白亜紀前～後期の，泥質基質中からは白亜紀後期の放散虫を産する場合が多い。

四万十帯南部を構成する古第三系は一般に北部の白亜系に衝上断層により覆われている。この古第三系中にも砕屑岩層を主体とするオリストストロームが広く分布している。たとえば紀伊半島のサラシ首層（久富ほか 1980），室戸半島の室戸層（酒井 1981），九州の日南層群（勘米良ほか 1983，中川ほか 1983）などが代表的なものである。また，赤石山地南部の瀬戸川層群中には塩基性岩や超塩基性岩のオリストリスをもつものが知られている（荒井・下川 1978，杉山 1981）。なお，日南層群中には低角ナップ群が存

在することが指摘されている（中川ほか 1983)。さらに瀬戸川層群の一部は大規模な低角ナップ（瀬戸川ナップ）を作り中新統大井川層群を覆うとされている（IIJIMA *et al.* 1981)。

これら古第三系の南に分布する中新統中にもいくつかの海底地すべり堆積物ないしはオリストストロームが分布することが知られている。大井川下流地域，房総半島，三浦半島などではオリストリスとしてチャート，塩基性岩，超塩基性岩などをもつものが報告されている（狩野ほか 1975, 杉山 1980, 荒井ほか 1983 など)。

III. ナップ・オリストストローム構成層の堆積場

以上にのべてきたナップとオリストストロームの成因を考える上で，これらを構成する地層の堆積場をどの位置に求めるかがまず重要な問題となる。内帯や外帯の先白亜紀層では，その主要な構成要素であるチャートの堆積場を現在の大洋底に相当する場所とみなすか否かが問題となってくる。チャートは現在の大洋底堆積物に対応するとみなす立場では，プレートの沈み込みに伴う付加体の形成（後述）と関連づけられて堆積場が考察されている（平ほか 1981, OGAWA *et al.* 1983 など)。実際，現在の大洋底以外には珪質堆積物がほとんど存在しないことがこの説の足場となっている。さらにチャートに近接して分布する緑色岩は海洋底地殻であり，一部は海山の破片であるとみなしている。チャートに見かけ上整合的に重なる砕屑岩については，実際は整合ではなく，海溝付近での付加作用の際に両者が混合されたとするものと（平ほか 1981)，大洋底が陸域に接近し砕屑物が到達する距離に達した時の層序関係を表している（市川 1982）とする考え方とがある。そして，砕屑物を主とするオリストストロームはすでに形成された付加体の表層部や付加体を覆う堆積物が崩壊したものであり，チャートや緑色岩塊を含むオリストストロームは海溝海側斜面からもたらされたものとして扱われる場合が多い（平ほか 1981 など)。

一方，チャートは現在の大洋底の珪質堆積物とは関係が薄く，陸源物質の影響の大きい環境下で堆積したものであり，その時粗粒砕屑物は，どこかにトラップされて運び込まれなかったとする考え方がある（ADACHI 1976, 木村 1977, IIJIMA & UTADA 1983 など)。この考え方では，チャートの堆積域は前弧海盆や背弧海盆内で，緑色岩はその堆積盆地内部での火山活動の産物とみなしている。最近の内帯地域での岩石学的研究によると，チャートの堆積場を陸域から遠く離れた大洋底とみなすことはできず，むしろ縁海的な環境であったことが指摘されている（MATSUMOTO & IIJIMA 1983, 山本 1983)。チャートに整合的に重なる砕屑岩についても浅海性と思われることが主張さている（ADACHI 1976, IIJIMA *et al.* 1978)。

一方，四国中央部ではチャート・珪質泥岩・粗粒砕屑岩の一定層序を持った地層が何回も構造的に繰り返す覆瓦状構造を作り，同一の層序でもより南側に位置する砕屑岩層のほうが系統的に若くなることが明らかにされ，この層序関係は付加作用によるものとして矛盾しないとされている（松岡 1984)。この外帯地域においても今後堆積岩石学的検討が必要となろう。

四万十帯ではすでに述べた内・外帯の先白亜系に比べてチャートの量は比較的少なく，オリストストローム中にオリストリスとして含まれるほか，砕屑岩層中にはさまれている。ただし，後者のかなりのものは酸性凝灰岩の可能性が強い。これらチャートが実際に大洋底堆積物として実証された例はない。須鎗（1984）は四国東部の白亜系中に，時代の異なる放散虫群集の混在したチャート層を見出し，この混在は縁海域でのタービダイトによるものであるとした。また，IIJIMA *et al.* (1981) は古生物学的堆積岩石学的検討に基づき，瀬戸川地域の古第三系～新第三系のチャートの堆積域は沖合のバンクであるとしている。

緑色岩はチャートと同様にオリストリスとして含まれるものが多く，その起源については不明な点が多い。これについても先白亜系と同様に緑色岩は大洋底の構成物という見解（平ほか 1980 など）がよく知られている。一方，柳井(1983a, b,)，YANAI (1984) は紀伊半島西部で泥質岩を貫く塩基性フィーダー

岩脈を見出し，四国・紀伊半島での広域的な古地理の解析もふまえて，四万十帯の白亜紀堆積物は前弧海盆内のものであり，緑色岩は海盆内での火山活動の産物であるとした。さらに，これらをふまえてオリストストロームの形成についても議論している。杉山・下川（1981）も同様な観点から瀬戸川地域の古第三紀古地理を論じている。さらに，杉山（1980）では大井川層群中のチャート・緑色岩を含むオリストリスは岩石学的類似と分布位置から，より北側の瀬戸川層群の崩壊物だとしている。

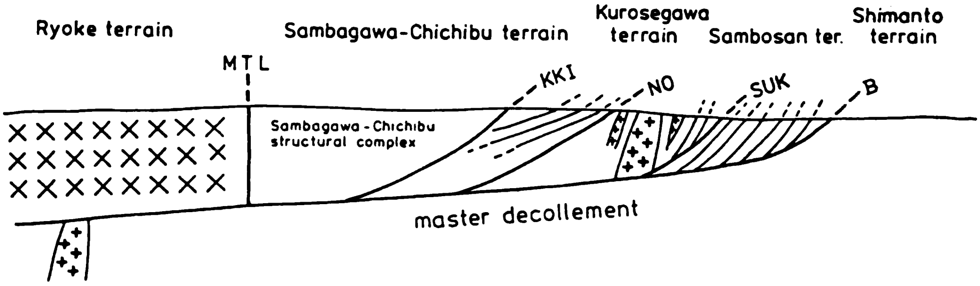
IV．地質構造の形成

上述した堆積盆に対する解釈は当然ながら地質構造の解釈と密接に結びついて，ナップ・オリストストロームの形成が論じられることになる。チャートを大洋底堆積物とみなす考え方は，プレートの沈み込みに伴つて海溝や大洋底の堆積物が次々に覆瓦スラスト構造を作りながら大陸もしくは島弧側に付け加わっていくとする付加体の形成問題と直接結びついている。この考え方は本邦では最初に九州東部の四万十帯において，この地域の地層は南方，すなわち大洋側にフェルゲンツをもつ覆瓦スラスト構造をとり，南に向かって順次若い地層が分布していくという配列形態を説明するために提案され（勘米良 1975，坂井 1978），さらにその後四国の四万十帯や三宝山帯で展開された（平 1981，SUZUKI *et al.* 1979）。そして，この付加体説は内・外帯の先白亜系中のナップ・オリストストローム集積体のテクトニクス全体の解釈へと拡大してくる（平ほか，1981；HISADA 1983；OGAWA *et al.* 1983；など)。最近では初期の単純なモデルから，南海トラフ周辺での探査結果を加味した水平・垂直的な構造変化を重視したモデル（加賀美ほか 1983）へとより複雑化してきている。

紀伊半島西部の秩父帯では褶曲・衝上断層は北フェルゲンツであり，ここでは南方に向かってプレートの沈み込みが起こったとされている（市川ほか 1981）。この例と，南フェルゲンツの構造をもつ三宝山帯を除くと，内・外帯の先白亜系中のナップの積み重なり方はほぼ水平で，明瞭な指向性はなく，一方向に向かって地層が若くなるといった傾向はない。このことから，この地帯は徐々に付加されたものではなく，ジュラ紀後期に同時多発的に付加が起こったとされることがある（市川 1982）。

一方，チャートを含めてナップ構成層の堆積場を前弧海盆や背弧海盆のような場所に置く考え方では，ナップは地層にほぼ平行なデコルマ面に沿った大規模な重力滑動により形成されたとするものと，原因は現在のところ不明であるが付加作用では説明できないとするものとがある。内帯では，足尾地域でのAONO *et al.* (1981)，美濃地域でのIIJIMA *et al.* (1978)，KANO (1979)，狩野（1982)，ADACHI & KOJIMA (1983) などが重力滑動による構造形成を議論している。外帯では，紀伊半島秩父帯で松田（1984)，関東山地秩父帯で SATO *et al.* (1981) などが同様な指摘をしている。これらの根拠としては，1）厚さに比べて，水平的広がりがきわめて大きいシート状岩体がほぼ水平に積み重なっていること，2）ナップの境界や側方にナップと同岩種・同時代のオリストリスをもつオリストストロームが分布すること，3）現在の海底地すべりや地上での地すべりの形態と類似していること，4）境界面に顕著な破砕帯が認められないこと，などである。そして，重力滑動は海底地すべりと同様な機構で起こり，オリストストロームはナップ内部の崩壊が進んだものとして扱われている。内帯側のものについては，美濃地域では南側から，足尾山地では南東もしくは東から移動してきたものであるとし，この滑動はジュラ紀後期〜白亜紀前期にかけての古領家帯の上昇と消滅過程に関係したものだとしている（狩野 1982, AONO *et al.* 1981)，また，秩父帯では南北いずれの方向からもすべってきた可能性が指摘されている（松田 1984)。

以上の内・外帯の先白亜系中のナップ・オリストストロームの大部分はジュラ紀後期から白亜紀前期のある時期に形成されたと考えられている（狩野 1982, 市川 1982)。この時期のナップとは別に，秩父・三宝山帯の仏像衝上断層群が作るナップ群には黒瀬川地帯の白亜紀層が参加し，褶曲した四万十帯の地層を覆って，南から北へと順次ナップが形成されている (MURATA 1982)。したがって，これらは白亜紀末〜古第三紀に形成されたと思われ，プレートの沈み込みに伴う付加体形成に直接関連したものではない。



第２図　三波川—秩父帯・黒瀬川帯・三宝山帯の模式断面図（MURATA 1982)。
ＭＴＬ：中央構造線，ＫＫＩ：樫峰—北只—池川衝上断層，ＮＯ：名野川—大野山衝上断層，ＳＵＫ：白岩山—魚成—神原谷衝上断層，Ｂ：仏像衝上断層。

この仏像衝上断層群は黒瀬川帯などのシアル質基盤を斜断して形成され，三波川—秩父帯・黒瀬川帯・三宝山帯だけでなく，内帯の地層・岩石も南方に移動している可能性がある(第２図)。また，現在の三波川—秩父帯の地層の下には四万十帯の地層が分布している可能性が大きい。ただし，その成因については不明である。

四万十帯においても同様に重力滑動がナップの成因として重視されている部分がある。IIJIMA *et al.* (1981) は，瀬戸川ナップを重力滑動によるものだとしている。また，中川ほか (1983) は日南層群中に北西から南東に向かう重力ナップとオリストストロームの存在を指摘している。

ナップ構造は付加体に特徴的にみられる地質構造ではあるが，付加体と考えられない地帯でも普通にみられる構造である。この成因を吟味する上で古地磁気は重要なデータとされている。美濃地域の三畳紀中期・ジュラ紀中期の堆積岩類は低緯度地域で堆積し (SHIBUYA & SASAJIMA 1980, HATTORI 1982)，黒瀬川帯のシルル系酸性凝灰岩も低緯度で堆積し（渋谷ほか 1983)，その後高緯度地域まで移動し付加されたと古地磁気から推定されている。しかしながら，相対的に原地性であったとされる飛騨帯での前期ジュラ紀の花コウ岩によるデータは高緯度を示すとされているが (HIROOKA *et al.* 1983)，当時の基準面が不明なため古緯度の推定に適さないと思われる。飛騨帯と連続していたと考えられる中・朝地塊では二畳紀玄武岩層で低緯度というデータが得られている (MCELHINNY *et al.* 1981)。このことから中・朝地塊を含めた西南日本全体が低緯度帯から高緯度帯にほぼ一体となって移動したとする見解もある（木村 1983 など)。飛騨帯から中・朝地塊にかけてのいろいろな時代の細粒岩の古地磁気データの集積が望まれる。四万十帯の白亜系においても古地磁気により，チャートや緑色岩は低緯度で，砕屑岩層は現在に近い緯度で形成されたものと推定され，付加体説にとって有利なデータとされている (KODAMA *et al.* 1983)。

V. まとめと今後の問題点

以上にのべてきたような最近各地で明らかにされた新第三紀以前の地層中のナップ構造やオリストストロームのより詳細な解析は，本州弧の構造発達史を解明する上で最重要課題の一つであることは疑いない。さらには島弧—あるいは大陸縁弧—海溝系のテクトニズムを理解する上で重要な位置をしめている。それらのあるものは付加体形成と結びつき，あるものは重力滑動やその他の原因によるものであろう。あるいは付加体説と反付加体説というように機械的に分けてはいけないのかもしれない。現在までのこれらに関する研究を通観してみる限りでは，付加体説は古地磁気のデータや地球規模でのプレート運動とのかかわり，最近の北米大陸周辺でのテレイン合体テクトニクスの進展などをからめて，きわめて新鮮で魅力的な考え方のように見える。反面，前述したように最近の種々の地質学的データとはあいいれない部分も多く，反付加体説に対する明確な反論が欠けているように思われる。一方，反付加体説では，最近の多くの地質

学的データを生かしつつ，付加体説の問題点を指摘しているが，全地球的規模からの考察において説得力に欠けているように思われる。

現状において筆者らは，プレート付加体がきわめて重要な構造形成過程であることは充分に認めながらも，本州弧のナップ・オリストストロームの多くは，大洋プレートと大陸プレートの境界でおこる付加作用に関係したものというよりは，大陸側プレート内部のたとえば背弧—弧—前弧海盆に相当するような場所での造構作用により形成されたものだという立場を取っている。そして，内・外帯の先白亜系中のナップは重力滑動によるものが多く，オリストストロームはその滑動体がさらに小規模に分解したものであるとみなしている。また，白亜紀末以後に新たに大陸地殻を斜断する仏像衝上断層群の動きを重視している。これらの形成は勿論，より大洋側にサブダクション帯をもつプレートシステムに強く影響されているのであろう。

本州弧のナップ・オリストストロームについて今後検討すべき課題として以下のような諸点があげられる。まずナップの移動方向を明らかにする必要がある。三宝山帯や四万十帯の一部のように明瞭な指向性のある覆瓦構造を取る場合は大きな問題はない。それらを除く中・古生層においてはナップ内部および境界断層の構造解析による変形条件と移動方向の解析が必要不可欠である。同時にオリストストロームの移動方向の解析も重要である現状ではこの移動方向について納得のいく解析方法が取られ，充分な検討がなされているわけではない。特に緑色岩やチャート岩塊が大洋側からきたか否かについて古地磁気のデータ以外の堆積学的検討が必要であろう。これは当然ナップを構成する地層の岩石学的層序学的・堆積学的検討とも関連してくる。内帯の先白亜系の一部や四万十帯南部の地層の一部を除けば砕屑物の供給方向でさえ不明な点が多い。また，従来ほとんど研究のなされていない領家帯や三波川帯の変成岩類の堆積学的検討も必要となろう。なお，内・外帯とも，ナップおよびオリストストロームのかなりの部分が形成された時期はジュラ紀末期〜白亜紀前期のある時期と思われる。何故この時期に集中してこれらが広範囲に形成されたのであろうか？この点に関して，最近発見された関東山地秩父帯中の白亜紀前期の地層（岩崎ほか1984）は重要な意味をもつであろう。

文　献

（紙数の関係で1982年以降の主要な文献のみ掲載した）

ADACHI, M. and KOJIMA, S. (1982) : Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, Central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ*, **31**, 37-67.

AONO, H., SATO, T., MASUDA, F., KATSURA, Y. and MAKINO, Y. (1981) : Gravity-slidings observable in the Mesozoic of Yamizo Mountains in northeast Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, Sec. B, **2**, 17-44.

荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁（1983）：嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩類について．地質雑，**89**，287-297.

FAURE, M. (1982) : Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 319-329.

HATTORI, I. (1984) : Alternating clastic limestone and red chert as olistolith in the Mino Terrane, Central Japan. *Ditto*, **90**, 43-54.

東元定雄・濡木輝一・原　郁夫・佃　栄吉・中島　隆（1983）：地域地質研究報告，５万分の１図幅「岩国地域の地質」．地調，79p.

HIROOKA, K., NAKAJIMA, T., SAKAI, H., DATE, T., NITTAMACHI, K., and HATTORI, I., 1983 ; Accretion tectonics inferred from paleomagnetic measurements on Paleozoic and Mesozoic rocks in Central Japan. *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. ed. by HASHIMOTO, M. and UYEDA, S., TERRAPUB, 179-194.

久田健一郎（1984）：関東山地南部芦ヶ久保—鴨沢地域の中・古生層．地質雑，**90**，139-156.

市川浩一郎（1982）：概論：ジュラ紀変動．月刊地球，**41**，414-420.

IIJIMA, A. and UTADA, M. (1983) : Recent development in the sedimentology of siliceous deposits in Japan. *Siliceous Deposits in the Pacific Region.* Ed. by IIJIMA, A., HEIN, J. R. and SIEVER, R., Elsevier, 45-64.

石賀裕明 (1983)："丹波層群" を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, 89, 443-454.

岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義 (1984)：長野県南佐久郡南相木村御座山付近の秩父帯より白亜紀放散虫化石の発見. 同上, 90, 349-352.

加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦 (1983)：南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, 53, 429-438.

狩野謙一 (1982)：美濃—領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造. 静大地球科学研報, 7, 9-33.

—— (1984)：光明層群—赤石山地最南部の四万十帯白亜系—. 同上, 10, 55-85.

木戸 聡・川口一郎・足立 守・水谷伸治郎 (1982)：美濃地域の *Dictyomitra* (?) *kamoensis*-*Pantanellium foveatum* 群集について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, 5, 195-210.

木村敏雄 (1983)：日本列島—その形成に至るまで—(Ⅱ上). 古今書院, 917-1268.

KODAMA, K., TAIRA, A., OKAMURA, M. and SAITO, Y. (1983) : Paleomagnetism of the Shimanto belt in Shikoku, Southwest Japan. *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* ed. by HASHIMOATO, M. and UYEDA, S., TERRAPUB, 231-241.

栗本史雄 (1982)：和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—. 地質雑, 88, 901-914.

松田文彰 (1984)：紀伊半島中東部, 秩父帯の海底地すべりデッケ群とオリストストローム. 同上, 90, 245-260.

MATSUMOTO, R. and IIJIMA, A. (1983) : Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in central Honshu, Japan. *Siliceous Deposits in the Pacific region.* ed. by IIJIMA. A., HEIN, J. R. and SIEVER, R., Elsevier, 176-192.

松岡 篤 (1984)：高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, 90, 455-477.

松島信幸 (1982)：赤石山地四万十帯中軸部のメランジュ帯 —光岳～易老沢～遠山川での観察—. 下伊那教育会, 自然研究紀要, 5, 99-110.

MIZUTANI, S., NISHIMIYA, H. and ITO, T. (1982) : Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 30, 31-107.

MURATA, A. (1982):Large *Decke* structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan terrains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ, Tokyo,* Sec. II, 20, 383-424.

NAKAZAWA, K., KUMON, F., KIMURA, K., MATSUYAMA, H and NAKAJO, K. (1983): Environment of deposition of Cretaceous chert from the Shimanto belt, Kii Peninsula, Southwest Japan. *Siliceous Deposits in the Pacific region.* ed. by IIJIMA, A., HEIN, J. R. and SIEVER, R., Elsevier, 395-411.

緒方信一・浴坂公博・棚部一成・松川正樹 (1983)：愛媛県四万十帯北帯の層序と時代論に関する知見. 愛媛の地学, 宮久先生追悼記念号, 129-138.

OGAWA, Y., NAKASHIMA, K. and SUNOUCHI, H. (1983) : Mesozoic accretion of siliceous deposits in Southwest Japan. *Siliceous Deposits in the Pacific Region.* ed. by IIJIMA, A., HEIN, J. R. and SIEVER, R., Elsevier, 413-426.

渋谷秀敏・笹嶋貞雄・吉倉神一 (1983)：黒瀬川構造帯, 横倉山レンズ状部シルル系酸性凝灰岩の古地磁気. 地質雑, 89, 307-309.

須鎗和巳 (1984)：四国東部四万十帯の放散虫混合群集. 徳島大教養部紀要 (自然科学), XVII, 31-58.

脇田浩二 (1983)：岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層にみられる異地性岩体と海底地すべり堆積物. 地調月報, 34, 329-342.

山本鋼志 (1983)：岐阜県上麻生付近の三畳系層状チャートの地球化学的研究. 地質雑, 89, 143-162.

YANAI, S. (1984) : Tectonic development of the Shimanto geosyncline in the western Kii Peninsula, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 90, 223-243.

地学雑誌 93-7 (1984)

サンゴ礁の地学的研究の最近の成果
― 南西諸島より ―

小 西 健 二*

Recent Studies of Coral Reefs in Japan
— a Geoscientific Viewpoint —

Kenji KONISHI

I. はじめ

近年におけるサンゴ礁の地学的研究は海洋科学の発展を背景に急速に進みつつある。陸上に隆起した過去のサンゴ礁を対象とする従来の研究法に加えて，その原型となる第四系完新統サンゴ礁に対して，音響探査や採泥，海底掘削，人工爆破，スキューバ潜水や潜水調査艇による直接観察や試料採取など，と多様な研究法がとられるようになった。大型調査船による平頂海山や沈水サンゴ礁の研究，ことにグローマ・チャレンジャー号による平頂海山の掘削結果は環礁の深層掘削とともにサンゴ礁の研究が大洋底の歴史の解明に果す役割の重要さを改めて浮彫りにした（例えば，SCHLANGER 1981，小西 1982）。そしてこれらの研究の生んだ学術的成果は炭化水素鉱床及び金属鉱床の探査や大気・海洋系の環境変動の時空解析とその予測にも役立っている。これらの話題を網らする代りに，本稿では筆者の身辺で行われた第四系サンゴ礁の地学的研究のうちから地質学的成果に限りそのいくつかを選び紹介することにとどめた。その他の重要な課題についての紹介は別の機会にゆずることにする。

II. 成長速度と堆積速度

サンゴ礁の堆積過程を知るための基本量として，造礁生物の成長速度は重要で，その計測方法も多様である。しかしイシサンゴに次ぐ代表生物である皮殻型無節サンゴモですら，カリブ海のSt. Croix と Barbados の礁前縁上部からの報告例しかないのが現状である。そこで西太平洋における基礎資料として，石垣島川平（かびら）の裾礁前縁上部の縁脚（水深0.5～6.0m）に人工底質を置き，定時観察を行い，代表種ごとの周辺拡張速度と垂直成長速度を求めた（松田 1979）。優占種 *Porolithon onkodes*, *Paragoniolithon* sp. cf. *conicum*, *Lithophyllum iosipidus* の垂直成長速度は，2mm/y でカリブ海の類似種の示す値に近い。この着生成長実験では，出現種の順序，種間競争，遷移などのほかに魚類やウニ類による生物侵食（齧食）の影響もわかった。遷移に季節性がないとは明言できないが，サンゴモによる炭酸塩の堆積は年間を，通じ一様に進行しているらしい。他の代表生物イシサンゴでは，先駆的業績で知られる馬 (MA 1934 ほか) をはじめ多くの研究者によって"年輪"とされた群体骨格組織のしめす濃淡一対のつくる縞模様が，確実に一年分の成長バンドであることが証明された。沖縄海域では，フロリダ海域同様成長バンドの幅せまい高密度部は6月下旬から9月の間の1～2ヶ月（"夏季"）のある時期に，コラライト骨格や横隔板が部分的に肥厚して生じ，成長バンドの主体の幅ひろい低密度部は秋から冬を経て春すぎまでの長い期間に形成されることがはっきりした。そして樹輪年代学に対応してイシサンゴ骨格年代学 (coral sclerochronology) は，成長速度の計測をはじめ，サンゴ礁研究の一分野として発展しつつある（小西 1983)。これまでにも

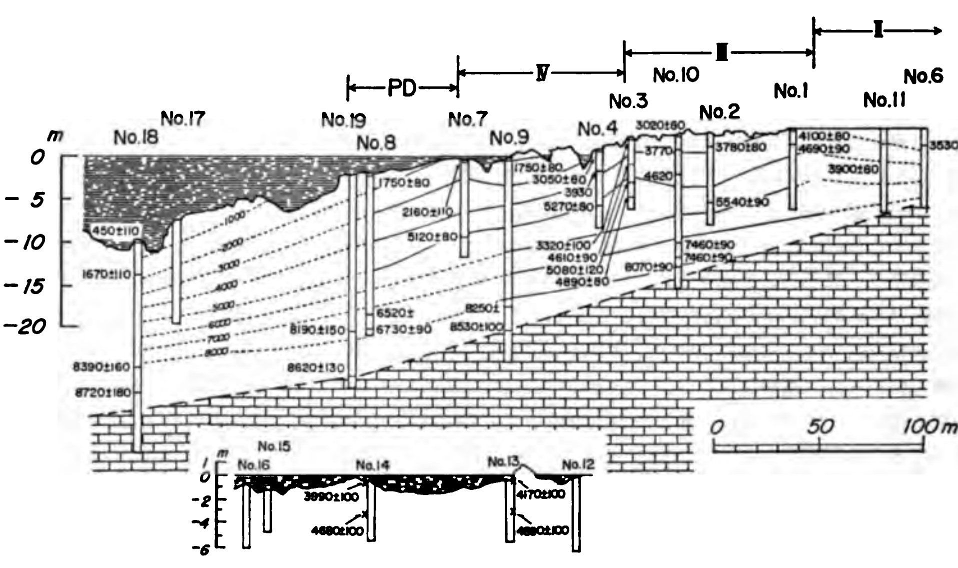
*金沢大学理学部地学教室 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University

成長速度の変動は古水温（又は古緯度）の推定に用いられているが，井口ら（1983）は琉球海域の現生試料につき気象記録や酸素同位体比を用いて，成長速度の水温依存性を確認したうえで，完新世後期の琉球海域の古水温変動（水塊の変動）の解析を進めている。例えば西暦前1280年頃のハマサンゴ群体は 170 年間で，成長速度を 4.7～8.1mm/y の間を変動するが，約12年おきの低下期の存在を示す（海洋環境の経時変動解析の項参照）。成長速度は一つの地域生態系のなかでも，同じ地点に生育した異種間では似た変動パターンを示す一方，異なった地点に生育する同種間では，違った変動パターンを示す（富樫 1977MS，小西 1983)。化石試料で古水温や年代推定の証拠に用いる際には，同一種で，生育環境の近く，しかも群体年令の長い試料を解析する必要がある。

上記の造礁生物別の成長速度を積分してもサンゴ礁の堆積速度にはならず，算定には層厚と堆積時間が必要である。他の沖積層同様に，サンゴ礁の多孔浅層掘削，つまり一つの測線にそって，ある距離をおいて何本ものボーリングを行い，回収されるコア試料を研究して，完新世の古環境の変遷を定量的に解析しようとする試みが，日本の喜界島でも，昭和52年より実施された。昭和57年までに19孔延 220.9mを掘削し，地表試料 8 点，掘削試料34点からなる放射性炭素年令プロファイル（第 1 図）が得られている。これから求められる堆積速度は，部分的差があるものの，2.9～4.0 mm/y という値になり（小西ほか1983）ハワイの Oahu 島（EASTON & OLSON 1976）やパナマの Galeta 岬（MACINTYRE & GLYNN 1976）の裾礁からの同様な方法による既報値に近いことは，海域や全層厚のちがい（喜界島では 9.25～23.50m と極めて厚い）を考慮に入れるとき注目される。喜界島の更新統サンゴ礁の平均堆積速度の 1 ～ 3 mm/y（小西 1976）にも近く，この値は，第四紀サンゴ礁の堆積速度の代表的な値とみなしてよかろう。

III. 海洋環境の経時変動解析

上述のようにサンゴ礁の堆積速度は1000年に数m（1 ～ 4 m）と，一般の海成層（1000年に0.1～10mm

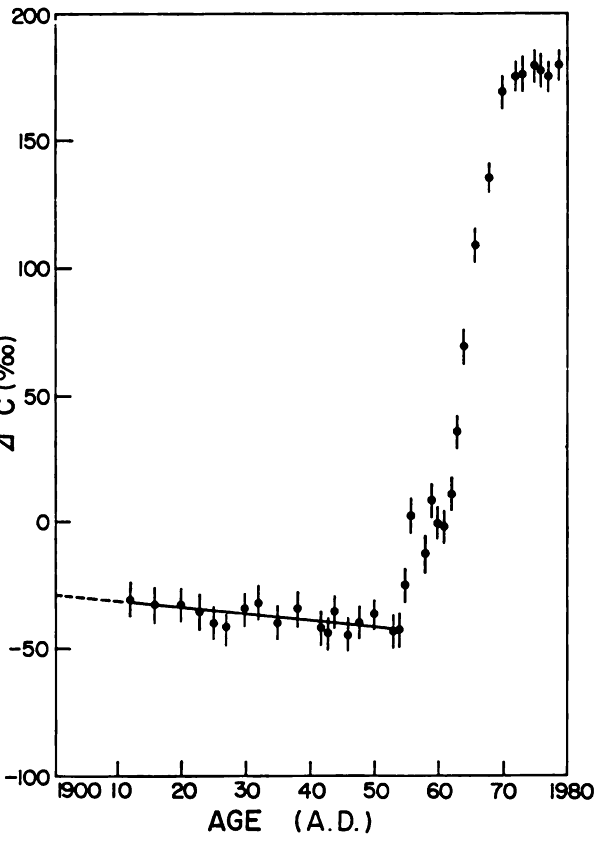


第 1 図　喜界島北西岸の完新統サンゴ礁の掘削試料（原地性イシサンゴ化石）の放射性炭素年令（半減期5568年を使用）とサンゴ礁の堆積過程を示す同年代線（1000年間隔)。最上部のローマ数字は段丘区分をあらわす。上は縁脚部，下は縁溝部

のオーダー）に比べて桁はずれに大きく，時間的解像力が極めて高い。完新統サンゴ礁の場合，10^3年（場合によっては10^2年）毎の間隔で環境の経時変動を解析しうる。さらにイシサンゴ群体の骨格年代学を併用すれば，部分的には（1～2）×10^2年の連続した海洋環境変動の連続記録を各年乃至は季節別まで精密解析することができる。このようなことを許す海成堆積物は他にない。この特性を活かして，海洋環境変動を（a）人類の社会活動の影響が大きく出はじめた20世紀と（b）それ以前にわけて考察してみる。

(a) 20世紀——人類の社会活動の影響——

この代表には化石燃料の大量消費による大気への dead carbon 起源の二酸化炭素の増加，即ち Suess 効果が，大気と交換する海水中の溶存無機炭素（D. I. O. C.）にもあらわれたものと，1950年代から60年初頭にかけての核実験による放射性核種（たとえば放射性炭素）の大気中への大量放出による海水の汚染の効果をあげることができる。沖縄島の那覇港内と瀬底島沖の現生ハマサンゴを用いて海水中の放射性炭素濃度を測定した結果（第2図）は 1954 A. D. 以前のシュース効果と 1954 以降 1973 A. D. にかけての核実験による20%以上の急増を忠実に示した。測定結果を外挿してもとめた 1900A. D. の値と 1950A. D. の測定値の差は－13‰でカリブ海域における同時期の減少値と一致する。一方核実験の影響を 1954A. D. の汚染前ベースラインと極大値を示す1972—73A. D. の値との差（増加量）から他海域のものと比べると顕著な湧昇の存在しない黒潮流域（沖縄）とメキシコ湾流域（Bermuda, Florida, Belize）は増加量21%強と一様であるのに対し，エル・ニーニョに関係深い湧昇の存在するガラパゴス島一帯ではベースライン値・最大値・増加量（12%）の何れも小さい。太平洋熱帯海域（Ponape）のものも中緯度のものに比べ低い値を示し湧昇の影響を裏づけている。このように太平洋各地における同様な研究は大規模なトレーサー実験として海水循環や湧昇のパターン，経時変化に関する貴重な情報を与えてくれる。黒潮主軸の経時変動解析にも期待される。

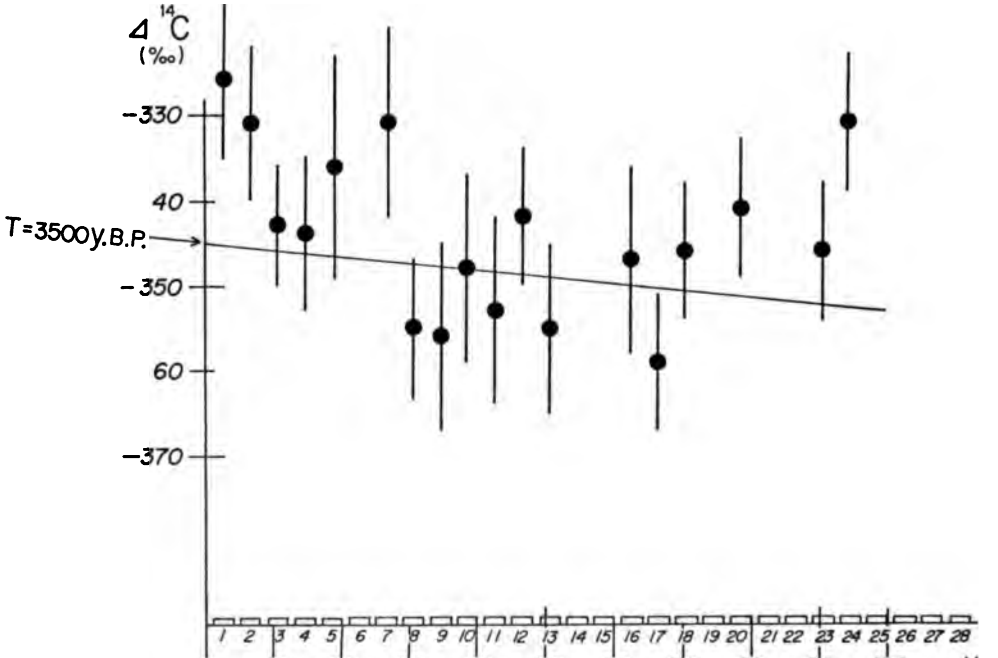


第2図　沖縄島那覇港内産ハマサンゴ（*Porites lutea*）の骨格年代学を用いた 1913 A. D. から 1979 A. D. まで67年間の放射性炭素濃度の経年変動。直線は1913A. D. から 1954 A. D. までの値の回帰直線で，1900 A. D. まで外挿部は破線で示してある。

(b) 19世紀以前

これには完新世海面変動のように西暦前 6500年以降を 10^3年程度のタイムスケールで考察したものと，そのなかの100年内外を各年や季節毎に検討したものとがある。なお更新

世後期の海面変動については現在のところ10^4年程度のタイムスケールで論ずるしかない(KONISHI *et al.* 1974, 小西 1976, ほか)。喜界島の完新統サンゴ礁の離水隆起部のつくる4段の段丘面高度と地表試料の放射性炭素年代値から，いくつかの相対的海面変動曲線が提案されている（太田ほか 1978, 中田ほか 1978, KOBA *at al.* 1982 など)。浅層多孔掘削はこのうち上から2段目のⅡ面の一部とⅢ・Ⅳ面，それに現生のサンゴ礁で行われた（第1図)。各段丘面で礁壁は礁原や礁背池より古い年代を常に与えるので(KONISHI *et al.* 1978) 第1図の同時線は波状に画いてあり，この様な同時線の姿態は，海面の連続的低下よりも間欠的な相対的低下によるもので，周期1500年前後で挿話的に繰返された地殻変動により隆起，離水したことを示唆する。完新世中，後期のように最大振幅2m以内の海面変動を解析するのは旧汀線の認定やその年代決定の困難さからいっても容易なことではない。喜界島の掘削結果は完新統サンゴ礁の定着が8400〜8600年B. P.（ただし放射性炭素年令ゆえ暦年令では西暦前7000年より古い）に既に始まっていたことを示す。当時の海面は現在より35〜40m低い位置にあった。二枚貝化石の酸素同位体比測定結果は5000年B. P. 頃の礁縁部の水温が3000年B. P. の礁壁付近の水温よりも2°C強高かったことを示唆している。そして3230年B. P. (B. C1280) の群体170年のハマサンゴ骨格も，当時の海水温の年間較差は現在とほとんど変らぬ8°C前後であったが，平均水温は現在より3°C近く低かったことや，成長速度の著しい低下期の夏は低水温（冷夏）であったことを示している。一方このことから 5000年 B. P. 頃の水温は現在とほとんど変らなかったと推論できる。3230年B. P. の群体骨格中の放射性炭素濃度は 100年間に最大で30‰近い振幅変動を示すが（第3図)，同様の傾向は1250年 B. P. (A. D. 700) の群体年令110年の群体骨格の測定結果にも示



第3図　喜界島産化石ハマサンゴ群体（3230年 B. P.）の約100年間の放射性炭素濃度の経年変動。測定値は各3年分の年間成長分で，縦線は標準偏差1σ）を示す。
図の中央右下りの線は群体表面の年代を3500年 B. P.，そして海水中の放射性炭素濃度に変動はないと仮定した場合に算出される各年毎の放射性炭素濃度の期待値を結んだもの。下方に凸で30‰近い変動が認められる。

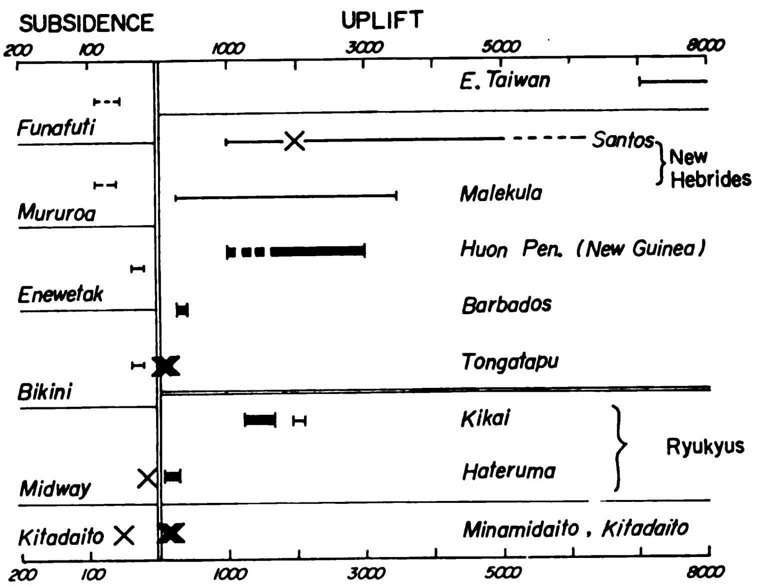
唆される。この変動は樹輪年代学を用いて大気中の放射性炭素濃度を計測した結果明らかになった200年周期の振幅20‰程度の変動が海水に反映された結果を表わすものと考えられる。因みにこの周期の変動は太陽活動の周期と関連あるものと考えられている。太陽活動の指標となる黒点数と大気中の放射性炭素濃度の間の負の相関性は11年の短周期（FAN *et al.* 1983）のものや，"非周期性" の "無黒点期"〔17世紀半ばから18世紀初めにかけての約70年間のマウンダー極小期（小氷河期）やさらに古いシュペーラ，ウオルフなど〕につき報告されている。マウンダー極小期には，海水中でも放射性炭素濃度が高いことが最近フロリダの群体年令300年をこすイシサンゴで示された（DRUFFEL 1982）。

IV. ネオテクトニズム――隆起速度の算定――

地質学的温度計兼検潮儀であるサンゴ礁は，その基盤の海洋底（島弧や大陸を縁どる陸棚，あるいは海洋島・平頂海山をつくる海嶺・海台）の垂直及び水平方向テクトニクスの速度計にもなる。それにはまず地形と年代決定から基準面が選ばれる。第四紀サンゴ礁の年代決定にはウラン系列非平衡法〔イオニウム法，"非破壊" $^{226}Ra/^{238}U$ 法（KOMURA *et al.* 1978）〕や放射性炭素減衰法などによる放射性年代測定，酸素同位体比による "古水温" 測定，生相解析，イシサンゴ成長率などを用いる。現在の海面との相対的な位置のよくわかっている完新世中期（5～6000年 B. P.），最終間氷期（Riss/Würm；125000年B. P.），とその一つ前の間氷期（Mindel/Riss；210000年B. P.）の3つの基準面が普通使われる。

20余年前に喜界島で，40000年B. P.の亜間氷期石灰岩層が発見されたのを契機に，同島では，海抜170m～220mに最終間氷期，海抜0～13mに完新統中・後期の隆起サンゴ礁が確認され，しかも両者の間に，少くとも4つの亜間氷期の石灰岩段丘を識別できた（小西 1967，1976，KONISHI *et al.* 1970，1974，など）。その後研究が進むにつれ，各段丘面は，その時代の造礁生物のつくる単純な堆積面だけでなく，一部に古期石灰岩の侵食面を含むことが明らかになった。また礁本体の前面にかなりの高度差をもつ礁前縁相も認定できた（TSUJI 1979MS, OMURA 1983）。40000年B.P.，60000年B.P.，80000年B.P.の3つの亜間氷期については詳しい層相解析や古水温測定にもとづく古環境復元も行われた（杉山 1976MS，TSUJI 1977，1979MS）。

同様な研究は琉球列島とその周辺の他の島嶼でも進められているが，喜界島のように複数の基準面が確認できるのは，目下のところ波照間島だけである（小西 1980，大村 1983）。喜界島では海抜200m付近にみられる最終間氷期のサンゴ礁が同じ琉球弧の波照間島では海抜45m以下に露出し，一方海溝をへだてた大東海嶺上の南・北大東島では標高10m付近に保存されている（KONISHI *et al.* 1978，小原 1984MS）。喜界島で海抜13mまで隆起している完新統サンゴ礁も波照間島や南・北大東島では現海面下にある。最終間氷期の海面は現在より5～6m高かったとして，この隆起量から単純計算すれば，過去125000年間の平均隆起速度は，南・北大東島で1000年に5cm，波照間島で1000年に10～35cm，喜界島で1000年に1.6～2.1mになる。フィリピン海プレート上の隆起環礁である南・北大東島が極めてゆっくりと隆起していることは，琉球海溝に近づき，海溝外側隆起帯に達したためである。New Hebrides 海溝沿いの Loyalty 諸島の隆起環礁に似た状況といえる。一方，同じ琉球弧の海溝軸に対し似た位置にある喜界島と波照間島では隆起速度が10倍ほども異る。年代の異るサンゴ礁間の地形的分離も喜界島では極めてよいが，波照間島では余りよくないことや，Riss/Mindel 間氷期のサンゴ礁が波照間島で海抜45m以上にみられることは何れもこの隆起速度の差を裏付ける事実である。この差を生じた理由として，和達・ベニオフ帯の傾斜角，応力差（圧縮対伸張），背弧盆（沖縄トラフ）の拡大活動などにみられるように中部琉球（喜界島）と南部琉球（波照間島）では沈み込みのスタイルが異るためと考えた（小西 1980）が，別の考えは喜界島の異常に大きい隆起速度は琉球弧と奄美海台（残留弧）の衝突の所産によるとするものである（小西 1982，1983ほか，KONISHI 1985MS）。隆起速度が同様に極めて大きい東台湾，New Guinea，New Hebrides など何れも島弧間や島弧と海台・海嶺の衝突の場にあたる（第4図）。喜界島と奄美海台の衝突関係は，付近の



B

第4図　プレートの収斂域におけるサンゴ礁の隆起速度が，島弧間（古島弧・海台・海嶺を含む）の衝突の認められる地域（東台湾，New Hebrides, New Guinea, 喜界）と認められぬ地域（Barbados, Tongatapu, 波照間）で著しく異ることを示す。隆起速度はブブノフ単位――1000年に1mm――で示してある。太線は最終間氷期及びそれ以前の更新統の基準面を，細線は完新統の基準面を，それぞれ用いて算定したもの。なお比較のため隆起の極めて遅い南・北大東島や沈降性の環礁を左端に併せて示してある。ただし沈降は10倍のスケールにのびている。

海底地質構造の音響探査（TOKUYAMA and KONG 1983），海底地形や海底全磁力測定（MIYAZAKI *et al.* 1976）からも実証されている。琉球弧でネオテクトニズムの活発な沖縄トラフを挟み，北側の魚釣島（尖閣列島）では完新統サンゴ礁が最高海抜３ｍまで隆起し北むきに傾動する（KONISHI *et al.* 1979）一方，南側の与那国島では，南へのかすかな傾動が示唆されるものの，かつて完新統とされた（坂井ほか 1978）海抜10m以下の隆起サンゴ礁が実は最終間氷期のものであることがわかり（高橋 1984MS），隆起は殆んど認められない。このようにサンゴ礁の隆起速度の局地的なちがいは，周辺地域のネオテクトニズムのスタイルにつき多くのことを教えてくれる。

最後に中部太平洋域の典型的な“隆起環礁”として（BRYAN 1903, WIEN 1962）海洋プレート内の異常隆起の例と注目されてきた（Menard 1973, MCNUTT and MENARD 1978），マーカス・ウェーク海山列上の南鳥島につき一言ふれる。その根拠とされた島の海抜高度22mは，国土地理院の調査結果に明らかなように最高点９ｍの誤りで，また北東岸の“隆起サンゴ礁”は西暦前1000年頃の相対的高海準期に堆積した海浜礫岩が高潮位上約１ｍの付近に離水するもので，ネオテクトニックな隆起量は殆んど認め難いことがわかった（KONISHI 1980, 小西 1981）。

V. おわりに

当初予定した，もう一つの話題，礁性堆積物のダイアジェネシス（海底膠結作用とドロマイト化作用）の項は紙数の関係で割愛した。またサンゴ礁堆積物によるハイドロアイソスタシーの検討（HIPAC Team 1984）という興味深い話題（阪口 1983）も言及できず偏った内容に終ってしまった。冒頭で指摘したようにサンゴ礁の地学研究は海洋科学の急速な発展のなかで着々と新しい局面を生み出しつつある。解析手段として同位体地球化学の果す役割も大きい。調査法も10年前には夢であった掘削法が，本稿で紹介したように，現在は定着化した。浅海用潜水艇や海中映像による調査も近くルーティン化することであろう。そして「大洋環礁深層掘削計画」の具体化こそはサンゴ礁研究者をはじめ，日本の地球科学者に托された80年代後半の国際的課題である（小西 1982）。その実現への作業に一刻も早く着手したいと念ずる次第である。

主要引用文献

（他のものは＊の論文の文献リストを参照して頂きたい）

DRUFFEL, E. M. (1982) : Banded corals; changes in oceanic carbon-14 during the Little Ice Age. *Science* 218 (4567), 13-19.

—— (1983) : Long-term variability of temperature and ^{14}C in the Gulf Stream; oceanographic implications. *Radiocarbon*, 25 (2), 449-458.

EASTON, W. H. and OLSON, E. A. (1976) : Radiocarbon profile of Hanauma Reef, Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 711-719.

HIPAC Team (edit. A. SUGIMURA) (1984) : Sea-level changes and tectonics in the middle Pacific. Rept. HIPAC Project in 1981-83. 282p.

井口真仁・佐藤野広・岩原豊起・小西健二(1983)：イシサンゴ群体の骨格年代学を用いた完新世海洋古環境の精密解析．地球 5 (12)，739-752.

KOBA, M., NAKATA, T. and TAKAHASHI, T. (1982) Late Holocene eustatic sea-level changes deduced from geomorphological features and their ^{14}C dates in the Ryukyn Islands, Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 39, 231-260.

KOMURA, K., SAKANOUE, M. and KONISHI, K. (1978) : Non-destructive $^{226}Ra/^{238}U$ dating of Quaternary corals by gamma-spectrometry *Proc. Japan Acad.*, 54 (Ser B), 505-509.

小西健二（1976）：サンゴ礁堆積物．海洋地質（奈須紀幸編）67-81（東大出版会）

——（1980）：隆起サンゴ礁からみた最終間氷期以降のアジア・フィリピン海プレート境界付近の地史．第四紀研究，18（4），241-250.

—— (1980) : Cenozoic reefs and island arc tectonics *Abstracts, Geol. Soc. Amer. Ann. Mtg.* (93rd : Atlanta), 243

——（1981）：^{14}C 法による造礁生物化石の年代（南鳥島）金沢大低レベル放射能実験施設年次報告，5, 13

——（1982）：海洋島，海山列のテクトニクス―その起源と進化．海洋科学，14（3），166-172.

——（1983）：イシサンゴ骨格年代学．"海の環境科学"（平野敏行編），540-561（恒星社厚生閣）

—— (1985 MS) : Coral reefs and present-day collision-subduction tectonics. "Formation of Ocean Margins" (edit. NASU, N. *et. al.*) (in press) Terra Sci. Publ.

KONISHI, K., TANAKA, T. and SAKANOUE, S. (1981) : Secular variation of radiocarbon concentration in seawater : sclerochronological approach. *Proc. 4th Int'l Conf. Reef Symp.* (Manila), 1, 181-185.

＊小西健二・辻　喜弘・後藤十志朗・田中武男・二口克人（1983）：サンゴ礁の多孔浅層掘削―喜界島における完新統の例―海洋科学，15（3），154-164.

MA, T. Y. H. (1934) : On the seasonal change of growth in a reef coral, *Favia speciosa* (DANA) and water temperature of the Japanese seas during the latest geologic time. *Proc. Imp. Acad.* (Tokyo) 10, 353-356.

MACINTYRE, I. G. and GLYNN, P. W. (1976) : Evolution of modern Carribean fringing reef, Galeta

Point, Panama. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60 (7), 1054-1072.
松田伸也 (1979)：石垣島裾礁前縁上部における皮殻型無節サンゴモの遷移・成長速度. 地球 1 (9), 684-692.
OMURA, A. (1983) : Uranium-series age of some solitary corals from the Riukiu Limestone on the Kikaijima, Ryukyu Islands. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, (130), 117-122.
大村明雄 (1983)：琉球列島波照間島産化石サンゴの放射年代に関する新知見. 第四紀研究, 22 (1), 19-22.
阪口 豊 (1983) 後氷期の海面変動—日本の場合—地学雑 92 (7), 8-14
SCHLANGER, S. O. (1981) : Shallow-water limestones in ocean basins as tectonic and paleoceanic indicators. The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress (edit. by WARME, J. E., R. G. DOUGLAS and E. L. WINTERER) *SEPM Spec. Publ.*, 32, 209-226.

本文中にあげてある引用文献で (MS) とあるのは，上記のものを除き，何れも金沢大学理学部地学教室卒業論文又は修士論文の手記である。

地学雑誌 93-7 (1984)

造山帯の層状チャートの成因

飯島　　東*

Genesis of Ribbon Cherts in Orogenic Belts

Azuma IIJIMA

I. 序　言

層状チャートの成因は古くて新しい問題である。日本列島も含まれる環太平洋造山帯をはじめ，地中海沿岸から中近東を経てヒマラヤに至る造山帯など世界の造山帯には，層状チャートが多くの場合塩基性枕状溶岩と密接して発見される。堆積岩全体に占めるチャートの割合は1.6 wt% (WOLLAST and MACKENZIE, 1983) と必ずしも多くない。しかし，その地向斜特有の岩相である故か，現代地質学の基礎が確立された19世紀末から現在に至るまで層状チャートの成因は繰り返し議論されてきた。とくに，地学研究者の地球観を一変させたと言われるプレートテクトニクス理論が展開された最近10年間の研究の進展は目覚ましい。それは，Glomar Challenger 号による深海掘削計画 (Deep Sea Drilling Project) により明らかになった大洋底地質，Tethys 地域とくに地中海地域の放散虫チャートの研究，ならびに国際地質対比計画 (IGCP) プロジェクト115「太平洋地域の珪質堆積物」(1976-1981年) の総括 (IIJIMA *et al.* 1983) などである。

層状チャートの成因は，1)チャートの起源，2)チャート――頁岩対の周期的互層の原因，3)堆積の場，4)続成変化，5)テクトニクスとの関連など多数の問題と関連し，それらを総合して初めて解決される。限られた紙数でこれらすべての問題に触れることは到底出来そうもないので，ここでは1)～3)について述べることにしたい。

II. チャートの起源

チャートはおもに（一般に90 wt %以上）細粒シリカ（石英とオパール）で出来ているち密で固い堆積岩である。そのシリカの由来により初生チャートと交代（または後生）チャートに2分される。放散虫や珪藻などの生物オパールまたは鉱泉などから化学的に沈澱したオパールが再結晶し，シリカでセメントされたものを初生チャート，一方炭酸塩などシリカ以外の物質がシリカにより交代（溶解沈澱現象）されたものを交代チャートと言う。

造山帯の層状チャートはすべて初生チャートであると言っても過言ではない。層状チャートは第1図のように，厚さ1—15cm(一般に3—10cm)のチャート層と，厚さ1cm未満の頁岩（まれに凝灰岩，泥灰岩）の対の周期的互層から成る。層状チャート自体の層厚は数m～数十m，ときに数百mに達し，岩相層序の一単位として地質図上に描く事ができる。報告された限り，世界各地の造山帯の古生代以降の層状チャートは珪質生物殻が集積した生物オパール源である。この事は保存状態の良いチャートのエッチング破断面の走査電顕観察により証明された。チャートを構成する珪質生物は，中古生代では放散虫が，第三紀では珪藻が優勢[1] である。海綿骨針はどの時代にも認められ，局所的には優勢になるが，一般に少ない。

* 東京大学理学部地質学教室　Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

1)　珪藻は放散虫に比べて殻が薄く繊細であり，再結晶の際にほとんど完全に破壊される。



第1図　層状チャート露頭。アド山層（下部ジュラ～下部三畳系）。栃木県葛生町唐沢（角和善隆氏撮影）。

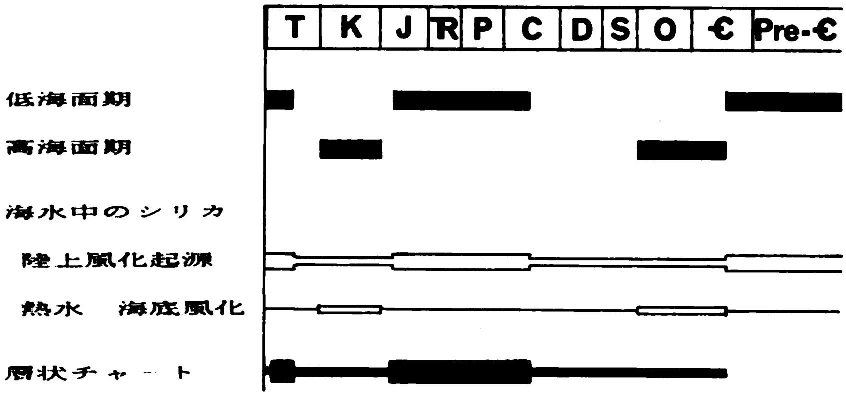
現在の河川と海の水に含まれるシリカは微量で，石英に対してすら遥かに未飽和であり，H_4SiO_4の形で溶存している。第1表に示すように海水に供給されるシリカは陸上風化に由来する分が最も多く，次いで海底堆積物中の孔隙水[2]からである。海水中のシリカは，一部が粘土鉱物や沸石として（?），また一部は風化断面から海底へ運ばれた degraded 粘土鉱物に固定されると考えられているが，大部分は珪質生物によって消費される。海水中のシリカの無機的沈澱は無視してさしつかえない。大洋底拡大が激しい時代は中央海嶺が成長して地球規模に海面が上昇し，海進が起るが，静隠な時代は逆に海面が低下して海退が起る。後者の時代には陸域が増大し，河川により流入する陸上風化起源のシリカが増加する。一方，前者の拡大時代には海底熱水活動や海底玄武岩の変質に由来するシリカが増加する（WOLLAST and MACKENZIE 1983）。第2図に示すように，低海面期の石炭紀後期～ジュラ紀前期および新第三紀に，日本列島を含む環太平洋造山帯やアルプス造山帯に層状チャートが優勢であることは興味深い。此の事は，チャートの原材料である珪質生物殻のシリカは，おもに陸上風化に由来したものであることを暗示している。

第1表　海水中の溶存シリカの収支（WOLLAST and MACKENZIE 1983 による）。単位 $10^{12}gy^{-}$

附加		消費	
河川流入	203	珪質生物	375
海底熱水	25		−375
海底風化	10		
孔隙水	185		
	+423	収支	+ 48

珪質堆積物がより新しい地層に被覆されて埋没し，地温が上昇するにつれて，生物オパールは，オパールCT（α クリストバル石）から石英へと順次変化する。此のシリカ相の転移，とくに石英への変化に伴なって，チャート化――孔隙率が零に近づく――が急激に進むと従来考えられていたが，必ずしも鉱物学的変化と石化とは平行して起らない（IIJIMA and TADA 1981）。放散虫や珪藻堆積物が石化してチャートになる為には，孔隙をシリカで埋める必要がある。此のシリカセメントは次のように様々な段階で起る。1)埋没の比較的初期に浅所で，2)埋没が進行した深所で，3)隆起時に地下浅所で起る。1)はカリホルニヤの Monterey 層にふつうに認められる。微細な珪藻が孔隙水に溶解し，微小化学環境の変化により再沈澱する（ISAACS 1981）。とくに石灰質化石が共存すると生物オパールは溶解し易い。2)は pressure solution[3] が主要原因になる。中古生層チャートにはその跡が縫合線

2)　孔隙水中のシリカは大部分生物オパールが溶解したものである。



第2図 海面の世界的変動期，海水中のシリカの起源，および環太平洋造山帯のチャートの発達の相互関係を示す模式図。

として残されている。北日本油田地域における深掘り試錐コアの新第三紀“珪質頁岩”の孔隙率—埋没深度関係図と孔隙の大きさの分布を見ると，外部から供給されたシリカによるセメントは無視し得る程度であり，少くとも石英珪質岩の圧密は pressure solution による可能性が大きい（TADA and IIJIMA 1983)。3)の隆起時のシリカセメントは，北日本新第三系“珪質頁岩層”に広く認められる現象である。上位の珪藻質岩中を滲透してくる地下水に含まれるシリカが，地下数百m程のところで，下位にある多孔質珪質岩の孔隙中に沈澱し，セメントしたものである（IIJIMA and TADA 1981)。

層状チャートの頁岩挟みを構成する粘土鉱物は続成作用の程度によって異なる。若くて，続成の進んでいない挟みはスメクタイトが優勢であり，続成が進んだ中古生層中のものは緑泥石とイライトが優勢である。此の事は，海成泥質岩の粘土鉱物組成の傾向と一致し，埋没深度つまり地温の増加によるスメクタイトの緑泥石とイライトへの変化によるものである。塩基性溶岩上に直接載るチャートの挟みとちがって，頁岩挟みの粘土鉱物は大部分陸上風化断面に由来する。

III. 層状チャートの周期的互層の成因

層状チャートの最大の特色であるチャート—頁岩対の周期的互層の成因に関しては，粘土—シリカゲルの均質沈澱物が脱水結晶化の段階で分離したとする DAVIS (1918) の続成説をはじめ多くの説が提出されている（飯島 1982, IIJIMA *et al.* 1985 参照)。造山帯のすべての層状チャートが同一の成因により形成されたものではなさそうであるが，周期的互層が初生か後生かといえば，初生の証拠が強い。それは，1)未固結時の変形——海底スランプ褶曲など——を受けた層状チャートがよく見られる事，および，2)チャートは放散虫や珪藻などの集積したものであり，化学的に沈澱したシリカゲルではない事から明らかである。

堆積時にすでに互層していたとする初生説の立場に立つ場合，まづチャート—頁岩の1対が生成する時間のオーダーを知る必要がある。それには連続的に重なっている層状チャートの地質時代から絶対年数を推定し，その中に含まれるチャート—頁岩対の総数で割ることにより1対の平均年数を求めればよい。最近10年間におけるコノドントと放散虫生層序研究の進展は著しい。前者は三畳紀以前に限られるが，両者とも層状チャートに広く含まれるので好都合である。チャート—頁岩対の表わす平均年数は 10^3～10^4年の

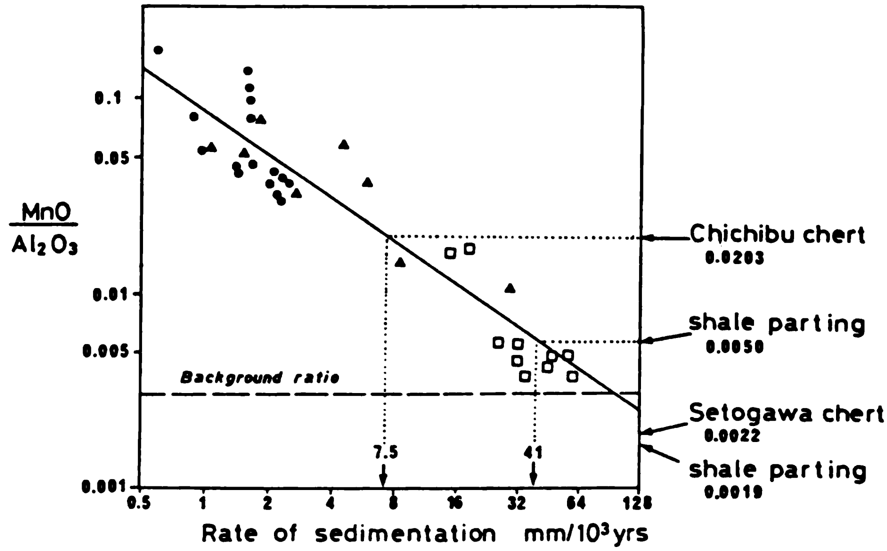
3) 地下深所では，固体粒子同士の接点部により大きい圧力が加わり，孔隙水が存在すると石英や方解石は溶ける。溶けた物質は，周辺の圧力が低い孔隙へ移動して沈澱する。石英砂岩では地下2 kmの深さでこの現象が起り始める。

オーダーである。従って，厚さ数10mを越す層状チャートが形成される為には，10^3〜10^4年 オーダー間隔で規則的に起る現象が，10^6〜10^7年 オーダーの期間にわたって継続する必要がある。

このような現象として考えられているのは次の通りである。

（1） 海洋表層付近における硅質生物の生産量と保存の周期的変動。この場合，粘土は遠洋成〜半遠洋成であり，堆積速度は遅く，定常的。オーストリヤアルプスの上部ジュラ系など。JENKYNS and WINTERER (1982) は 10^4 年オーダーの生産量変動の原因として周期的な気候変化による古海洋学的条件，とくに富栄養水を表層付近に供給する湧昇流の盛衰を考えている。

（2） 硅質生物遺骸の堆積は遅く定常的。一方，粘土は堆積速度が速く，底層流あるいは弱い乱泥流により周期的に運ばれた。カルパチヤ山脈の上部ジュラ系；根尾谷，木曽川日本ライン，葛生などの内帯ジュラ〜三畳系。生層序学的方法により求められた内帯のジュラ一三畳系および四万十帯の白亜系放散虫チャートの平均堆積速度は0.7〜7.8m/10^6年である。ただし，これらの数値は圧密補正[4] がなされていない。チャートが頁岩挾みよりも堆積速度が遅いことは，第3図に示すように，地化学的考察からも裏付けされている (MATSUMOTO and IIJIMA 1938)。



第3図 現在の海洋堆積物の堆積速度と MnO : Al_2O_3比の関係図. 秩父地向斜のジュラ一三畳系および瀬戸川帯の第三系層状チャートのチャートと頁岩挾みの MnO : Al_2O_3比平均値から平均堆積速度を推定した。(MATSUMOTO and IIJIMA 1983, fig.9)

（3） 斜面上部に集積した硅質遺骸が周期的に発生する混濁流により堆積盆に運ばれて堆積。すなわち，チャート層はタービダイトであり，頁岩挾みはタービダイトの頂部かまたは遠洋成〜半遠洋成堆積物。アペニン山脈北部の上部ジュラ系，ギリシャの Pindos 帯下部白亜系，静岡県瀬戸川帯下部中新統と北海道北見の下部中新統など，この型の層状チャートは級化層理など，タービダイト特有の堆積構造を示す。

---

4) 放散虫チャートの圧密に関する資料は極めて少ない。葛生唐沢の下部ジュラ系層状チャートの場合，含まれる硅化木の差別圧密からもとの厚さの少くとも0.7倍と推定される。北日本新第三系 "硅質頁岩" の場合は，孔隙率一埋没深度図と炭酸塩団塊の差別圧密から推定されるが，泥質岩の圧密に準ずるようである。

IV. 層状チャートの堆積の場

造山帯に存在する初生放散虫層状チャートは，地向斜と呼ばれる限られた堆積盆地の深海堆積相を指示すると今世紀始めから考えられてきた（JENKYNS and WINTERER 1982）。大洋底拡大説からプレートテクトニクス説が脚光を浴びて登場した1960年代後半から70年代前半にかけて，放散虫層状チャートは随伴する塩基性溶岩とともに，過去の大洋底地殻を代表するものであり，それらは大洋プレートの移動によって大陸縁や島弧前面の沈み込み帯に達し，そこで陸源砂質タービダイトやスランプ堆積物と構造的に混ざり合ったと主張された。この主張の背景には，現在の低緯度地方の大洋底に分布する放散虫軟泥，大洋底の音響学的基盤をなすと考えられる"チャート層"，また DSDP 計画により採取された深海底チャートなどのイメージを造山帯の層状放散虫チャートに何の抵抗も感ぜずに重ね合わせた節がうかがえるのである。

最近の大洋深海底チャートに関する DSDP 資料のまとめと，造山帯チャートに関する研究結果を総合すると，両者は本質的に異なるものであることが明らかにされた（IIJIMA *et al.* 1983, JENKYNS and WINTERER 1982)。決定的な差異は，大洋深海底チャートは造山帯チャートに特有の層状構造を示さないこと，つまり層状チャートではないこと，および層序単位になり得るような厚いチャート層がないことである。このことは，造山帯の層状チャートは太平洋，大西洋，印度洋のような世界的規模の大洋（World Ocean）底において形成されたのではないことを物語っている。造山帯の層状チャートは，ophiolite を伴なう小さな海洋，背弧海盆，前弧海盆などの"小さな堆積盆地"において形成されたという点で，大方のチャート研究者の意見は一致している。現在の海洋でいうとカリホルニヤ湾，アデン湾，日本海などに模する意見が多い。

層状チャートを形成した小さな堆積盆が，隣接する陸の影響を強く受けていた事を示唆する情況証拠は多い（IIJIMA *et al.* 1985)。それらは，陸源砕屑物である頁岩挾み，石炭層の挾在，珪化木，淡水〜汽水生微化石の混在，酸性凝灰岩の挾在などである。ただ，地化学的証拠のうち最も有力と考えられていた稀土類元素（R. E. E.）分布パターン，とくにセリウム異常は少くとも古地理学的証拠としては使えそうもないことが最近判明した。MATSUMOTO *et al.* (1984) によると，Ce が相対的に少ないマイナス Ce 異常は海嶺上やかつて海嶺付近で形成された，海水の大循環を伴なう熱水活動に由来する堆積物に特徴的に出現する。一方，陸源砕屑物の優勢な堆積物はマイナス異常が非常に微弱かややプラスを示す。驚くべきことに，太平洋中央部に分布する，堆積速度が極めて小さい遠洋成赤色粘土も後者のタイプに属するものがある。つまり，堆積物の Ce 異常は陸からの距離や，海水と接していた時間の長さを反映するとは限らないのである。

層状チャートが形成された当時の水深については，sabkhaのような干潟説から carbonate compensation depth (CCD) 以下の深海説まで様々の説が提出されている。米国南部の novaculite のように，同一層状チャートに対してすら干潟説と深海説という相反する考えが出されたエピソードからも，水深を推定する難しさが知れよう。PISCIOTTO and GARRISON (1981) は，transcurrent 断層運動により形成された堆積盆に堆積した Monterey 層の珪質岩の堆積環境を，底生有孔虫群集，岩相層序および濃淡の平行葉理を示す珪藻質岩と溶存酸素極小帯（現在の海洋では水深 500〜1000m ぐらいのところにある）との対応に着目して，沖合バンク，盆地底および上部から下部斜面を含むと，推定した。すべての石灰質が溶けて失なわれる水深（CCD）は，現在の大洋では 4.5〜5.5km であるが，石灰質プランクトンの生産量に制約され，また陸に近づくと浅くなる。従って，層状チャートを形成した小さな海盆では当然 CCD は大洋より一般に浅かったであろう。テーチス西部においては，大陸縁にある上部ジュラ系放散虫チャートを堆積させた海盆の CCD は 3.0—3.5km であり，また，Coccolithophorids が急激に増加する以前の前中期ジュラ紀の CCD は 2.1—2.5km であった（JENKYNS and WINTERER 1982)。WINTERER and BOSELLINI

(1981) によれば，その海盆は三畳紀末 (192m. y.) から旧期ジュラ紀末 (178m. y.) まで続いた大陸地殻の断裂に続いて海底拡大運動が始まり，新期ジュラ紀 (143m. y.) に大洋地殻を有する Liguria トラフが開口して放散虫チャートが堆積した。最大時のトラフの巾は 400～2000km と推定されている。

ココリスと浮遊性有孔虫が稀だった三畳紀以前の大陸縁海の秩父地向斜においては，CCDはさらにずっと浅かったはずである。そこではまた，珪藻という競争相手がなく，陸上風化起源[5] の多量の溶存シリカを独占して (第2図)，放散虫が大繁殖し，陸からの土砂の流入を妨げる古海底地形の条件も整って，大量のチャートが形成された。層状チャートの形成はジュラ紀まで続いた。これらの層状チャートが堆積した海盆のテクトニクスや地形の詳細は日本列島形成史の基本になるべき重要事であり，幾つかの説が提出されているが，まだ統一的定説はない。当時のプレート運動と古地理を復元する目的で，層状チャートの古地磁気学的手法 (伏角から緯度を推定する) が使われている。しかし，元の厚さの少くとも 0.7 倍に圧密されているチャートにおいて，圧密による (場合によってはこれに構造変形による) 磁性鉱物粒子の並び換えの影響が考慮の対象から除外されているのは，復元がデリケートな問題だけに不思議な感じを与える。

V. 結　語

造山帯の層状チャートの成因について，チャートの起源，チャート―頁岩対の周期的互層の成因，および層状チャートの堆積の場の3テーマに限り，世界的視野から最近の研究の進歩について述べた。

文　献

DAVIS, E. F. (1918): The radiolarian cherts of the Franciscan group. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol.*, **11**, 235-432.

飯島　東 (1982)：概説：珪質堆積物. 月刊地球, **4**, 478-484.

IIJIMA, A. and TADA, R. (1981): Silica diagensis of Neogene diatomaceous and volcaniclastic sediments in northern Japan. *Sedimentology*, **28**, 185-200.

IIJIMA, A., HEIN, J. R. and SIEVER, R. (editors) (1983): Siliceous deposits in the Pacific Region. Develop. in Sedimentology 36, Elsevier, Amsterdam, 472 p.

IIJIMA, A., MATSUMOTO, R. and TADA, R. (1985): Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. *Sedim. Geology*, **41**. (in press).

ISAACS, C, M. (1981): Porosity reduction during diagenesis of the Monterey Formation, Santa Barbara Coastal Area, California. in GARRISON, R. E. *et al.* (eds.): The Monterey Formation and related siliceous rocks of California. S. E. P. M. Pacific Section, Los Angeles, 257-272.

JENKYNS, H. C. and WINTERER, E. L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth & Planet. Sci. Letters*, **60**, 351-375.

MATSUMOTO, R. and IIJIMA, A. (1983): Chemical sedimentology of some bedded cherts in Japan. in IIJIMA, A. *et al.* (eds.): Siliceous Deposits in the Pacific Region. Elsevier, Amsterdam, 175-192.

MATSUMOTO, R., MINAI, Y. and IIJIMA, A. (1984): Manganese content, cerium anomaly, and rate of sedimentation as aids of characterization and classification of deep-sea sediments. in NASU, N. *et al.* (eds.): Formation of Ocean margins. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo (in press).

PISCIOTTO, K. A. and GARRISON, R. E. (1981): Lithofacies and depositional environments of the Monterey Formation, California. in GARRISON, R. E. *et al.* (eds.): The Monterey Formation and related siliceous rocks of California. S. E. P. M. Pacific Section, Los Angeles, 97-122.

TADA, R. and IIJIMA, A. (1983): Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous sediments

5) 秩父地向斜の二畳系～ジュラ系チャートには熱水性層状マンガン鉱床が多数含まれるが，熱水起源のシリカがどの程度放散虫の生物オパールに寄与しているかは不明である。

in northern Japan. *J. Sediment. Petrol.*, 53, 911-930.

WINTERER, E. L. and BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *A. A. P. G. Bull.*, 65, 394-421.

WOLLAST, R. and MACKENZIE, F. T. (1983): The global cycle of silica. in ASTON, S. R. (ed.): Silicon geochemistry and biogeochemistry, Academic Press, London, 39-76.

地学雑誌 93-7 (1984)

被子植物化石研究の最近の進歩

棚 井 敏 雅*

Recent Progress of Angiosperm Paleobotany

Toshimasa TANAI

I. まえがき

陸上植物進化史上の3つの画期的な事件の中で，第3の事件が中生代末における被子植物の出現である。後期白亜紀の中ごろから陸域の大半の生態系を支配してきた被子植物は，人類の衣・食・住に関して現在重要な関係をもっている。現生の植物界において被子植物が優勢なことは，350科・12,500属・25万種以上（GOOD 1974）に達する分類系のみでなく，各個体の莫大な数でも理解される。

被子植物の起源の問題は DARWIN をして "abominable mistery" として嘆かせたが，その解決に向かってこの20数年間の研究は著しく発展した。もちろん，現生植物の研究が多くの重要な新知識を与えてきたが，最も著しい発展は古植物学，とくに花粉学の進歩と葉化石研究の新しい方法とに負うところが大きい。また，これらの研究成果に基づく第三紀の植物分布や気候変化の考察によって，第三紀層序学に新知見を加えつつある。ここでは紙数の関係からその総てを論評できないので，被子植物の起源と初期発達，および古第三紀の植物地理に関する近年の成果を概説したい。

II. 被子植物の起源の問題

被子植物が地質時代の何時ごろから，どこで，どのようにして地球上に出現したかという問題は，生物学及び古生物学上の1つの大きな課題であるので，これに関する論文はおびただしい数に上る。

1960年代以前では被子植物の化石記録は，その起源や初期進化に関する証拠としては極めて不完全で不正確なものと多くの植物学者に考えられてきた。19世紀末～20世紀初期に研究された前期白亜紀の被子植物葉化石は，現生葉との総体的概観の比較に基づいて多様な現生の属や科に同定され（たとえば，BERRY 1911, SAPORTA 1894, FONTAINE 1899），その後の研究でもこの方法はひきつがれた。したがって，被子植物の多様な分化に先じて，化石記録として残されていないにしても，"被子植物性" の確立には長い時間が白亜紀以前にあったという考えを生じた。これらの化石同定に加えて，白亜紀以前の "被子植物化石"の 報告や多様な推論は，「被子植物はペルム紀～三畳紀に熱帯山岳地域に発生して多様化を始めた」という AXELROD (1952, '59, '60) 説で代表されるような考えの基礎となった。

電子顕微鏡の近年の普及は，花粉膜の構造や表面模様を現生と化石標本について詳細に比較研究することを容易にし，一方，葉化石については従来の浸液法による表皮細胞の検討に加えて，脈系を脈端の単位まで現生葉と比較研究する方法が1970年代に確立された。これらの研究方法の進歩によって検出された微細構造のもつ生物学的意義が追求され，従来の白亜紀の化石記録を再検討・再解釈するとともに，化石の証拠は被子植物進化の基本的矛盾の解決に向かって新たに見直されつつある。もちろん，被子植物の起源の "謎" の解決には未だ遠いにしても，近年の多くの研究によって初期進化過程・時期・発祥地の地理的

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Hokkaido University

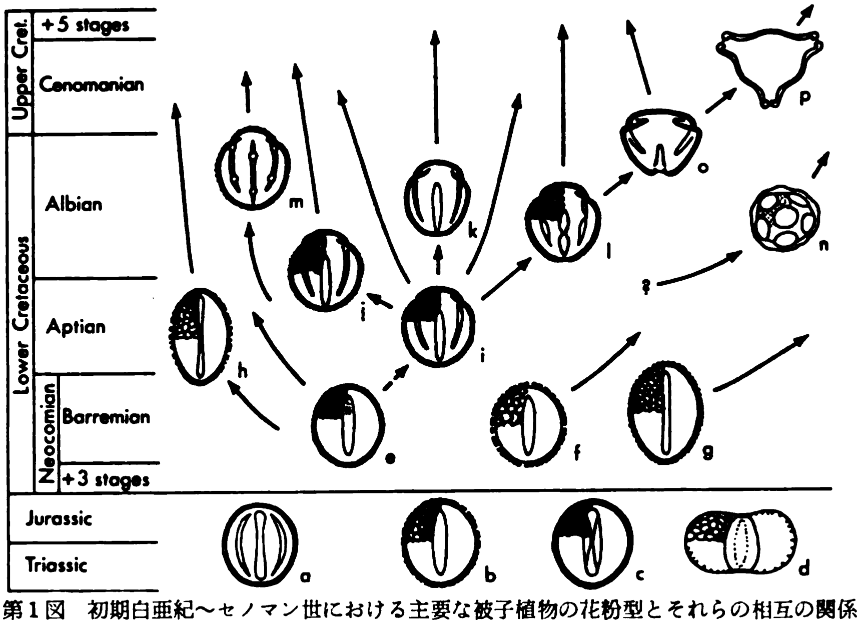
な大枠と原因などについての考え方の幅が限定されてきたといえる。

1. 出現の時代

被子植物的な特徴を有する化石がジュラ紀〜三畳紀から多くの研究者によってくり返し報告されて学界を賑わし（1904〜），また被子植物の起源についての多くの説が提唱されてきた。しかし，これらの白亜紀以前の"被子植物"は，最近の再検討の結果によればいずれも否定的である（SCOTT *et al.* 1960, HUGHES 1976）。また，世界各地での近年の活発な研究にも拘らず，白亜紀以前の被子植物花粉は未だ発見されていない*。

現在までの知識に関する限りでは，白亜紀中期の被子植物花粉が形態学的多様性に乏しいことと，白亜紀のある時期以降になって被子植物の花粉と葉化石が層位学的に一致して多様に出現してくることが認められる。これらの事実を少し具体的に次に述べてみよう。

前期白亜紀の被子植物花粉層序は，英国（HUGHES, 1977）・北米の大西洋岸(BRENNER 1963, DOYLE 1969, WOLFE & PAKISER 1971)・カナダ西部（NORRIS *et al.* 1975)・ブラジル（BRENNER 1976, HERNGREEN 1974）・赤道アフリカ（DOYLE *et al.* 1977, JARDINÉ *et al.* 1974）およびオーストラリヤ（DETTMANN 1973）などからよく知られ，不完全な花粉層序は多くの他地域からも報告されている（HERNGREEN & CHLONOVA 1981）。これらの多くの資料から被子植物花粉型の出現順序を総括すると第1図の通りである。



第1図　初期白亜紀〜セノマン世における主要な被子植物の花粉型とそれらの相互の関係（DOYLE, 1978)

確実な最古の被子植物花粉は Barremian 世に発見され，表面に網目模様をもつ単長口型 (monosulcate) のものである（第1図，e〜g）。Aptian 世には単子葉類に近似のもの（第1図，h）も認められる。一方，モクレン目以外の被子植物に普通な三溝型（tricolpate）花粉は，ブラジル・赤道アフリカ・イスラエルなどの Aptian 世中期から（第1図，i〜j），北米東部では Albian 世中期までには地域的に現

* 唯一の例外は，北米東部の三畳系上部〜ジュラ系下部とされる Newark Supergroup から報告された単長口型花粉（CORNET 1977）である。しかし，今後の再検討が必要であろう。

れ始める。世界を通じて Albian 世の三溝型花粉は表面模様が多様で，三角状の三溝孔型（tricolporate）（第1図，o, p）や多孔型（polyporate)(第1図，n）のものもアフリカや南米に出現し，Albian〜Cenomanian 世には極めて多種多様な花粉群となった。

前期白亜紀の被子植物の葉化石層序で花粉記録と密接に結び付けて再検討された唯一のものは，北米東岸の Potomac 層群の例である（WOLFE *et al.* 1975, DOYLE & HICKEY 1976, UPCHURCH 1984)。この他，前期白亜紀の葉化石フローラは北米・ポルトガル・アムール地域などの研究もあるが，化石層序は不完全であり，化石同定にも問題が残されている。



第2図　初期白亜紀〜セノマン世における主要な被子植物の葉形（Doyle, 1978)

数次のオーダーから成る組織化された網目模様をつくる脈系と網目（areole）中の脈端によって，葉化石は被子植物として認められる。この最古の化石はシベリヤのバイカル地方（VAKHRAMEEV 1972）の Neocomian 世から発見され（第2図，a），25mm長の極めて小さい葉である。さらに多様な葉化石は（第2図，b〜g），Potomac 層群下部（Barremian〜Aptian）から豊富に知られている。この時代の被子植物葉に共通した特徴は，脈系の組織化が不完全で，脈のオーダーの分化や葉柄から葉身への分化が貧弱なことである。Albian 世の中ごろになると被子植物葉はさらに多様かつ豊富となり（第2図，h〜k)，水生植物（第2図，h)，掌状〜羽状葉（第2図，j〜l）なども認められ，Albian 世から Cenomanian 世に向かって脈系が規則性を示す傾向は著しくなる。

第1〜2図に示されるような花粉と葉化石について層序的及び形態学的関係を比較対照すると，被子植物化石の出現が両者でほぼ一致し，また，形態学的多様性や産出量が漸進的に増大している。そのパターンは進化的な適応放散と一致する。Potomac 層群におけるそれぞれの量的な比較検討(HICKEY & DOYLE 1977）から考えると，層序的に下位に認められる未分化の形質にしだいに多くの形質が時間の経過とともに加わって分化し，大きな飛躍的分化を決して示していないことが確かめられる。すなわち，「山岳地で発生した後，長期間にわたって分化・多様化した分類群」(KRASSILOV 1973, SCHWETZER 1977）が，化石記録に残りうるように低地へしだいに侵入したということを示していない。

しかし，中生代の裸子植物や種子シダ類の多様化にも拘らず，白亜紀中期まで被子植物がなぜ分化しな

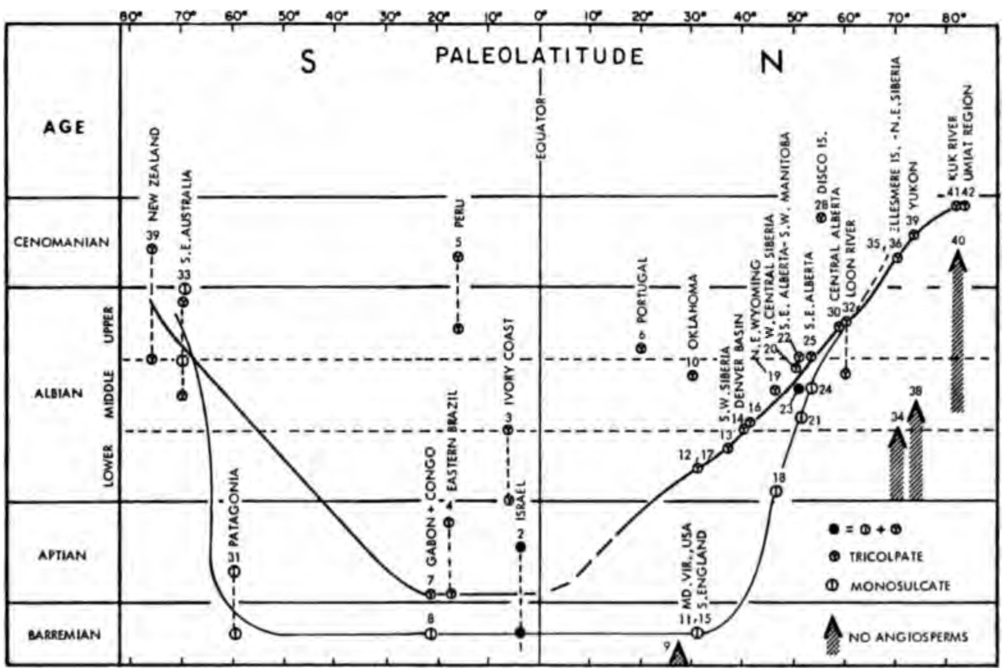
かったかということは，現在までの化石記録のみでは説明することはできない。たとえば，全地球的な気温年較差の増大という気候変化を原因に求めても（AXELROD 1970，浅間 1975），被子植物が白亜紀に気候条件の多様な広大な地域を急速に占めるようになったことと矛盾する。アフリカ―南米の前期白亜紀の花粉記録は，ジュラ紀から続いて針葉樹類が豊富で乾燥性の裸子植物の多い中で，被子植物は活発に多様な分化をしたことを示しているからである。

2.　出現の地域

被子植物が熱帯地域に発祥地をもつという考えは，現生及び化石植物から原始的とされるような科の現在の分布によって支持されてきた。とくに，形態学的に原始性を残すモクレン亜綱（Magnoliidae）が東南アジア～南西太平洋地域に豊富に集中して分布するので，多くの研究者はそこが発祥地であり初期分化の地であると論じてきた（BAILEY 1949，AXELROD 1960，TAKHTAJAN 1969）。また，近年定着しつつある大陸移動の概念を取入れて，植物分布を再解釈する試みも少なくない（RAVEN & AXELROD 1974，SCHUSTER 1976，MELVILLE 1980）。

広域的な化石記録から被子植物の発祥地を考察して行くためには，産状に限られる葉やその他の大型化石よりも花粉の方がすぐれている。世界各地の前期白亜紀の花粉層序の比較研究が進むにしたがって，被子植物のあるグループの発祥地と拡がりの方向について，重要な事実が漸く明らかになりつつある（MUELLER 1970，BRENNER 1976，DOYLE 1969）。とくに，単長口型と三溝型の被子植物花粉の世界各地での最初の記録を，古緯度と時間（地質年代）との関係で論じた HICKEY & DOYLE (1977) の考察は最も示唆に富んでいる（第3図）。

BRENNER (1976) が1つのフローラ地区（southern Laurasia Province）として指摘したように，北



第3図　白亜紀中期における被子植物花粉の緯度分布（HICKEY & DOYLE, 1977）
図中の太線は単長口型（Monosulcate），細線は三溝型（Tricolpate）花粉のそれぞれの初産出を示す。

米・ヨーロッパ・アジア中部の前期白亜紀の花粉フローラ組成は極めて似ており，これらの地域では被子植物の出現や分化にほとんど相違が認められない。しかし，両半球の高緯度地域での被子植物花粉の出現は southern Laurasia よりも遅れ，とくにこの傾向は三溝型花粉に著しい。第3図に示されるように，北半球ではカナダ西部で，南半球ではオーストラリヤ西南部で，Albian 世中～後期に三溝型花粉が単長口型と同時か，やや前後して始めて出現した。一方，カナダ北極地・アラスカ北部・ニュージーランドでは Cenomanian 世に始めて三溝型花粉が出現し，これらの地域では southern Laurasia 地区に認められるような Barremian～Albian 前期に単長口型のみの時期はない。このような出現時期の地域的な相違は，被子植物の初期移動や気候的障害などの影響によると考えられる。第3図に示される古緯度一時間分布の資料は，被子植物が「より冷涼な気候に適応するような進化の時間が必要であったために，高緯度地域への移動に著しい遅れがあった」という AXELROD (1959) の結論を部分的に裏付けている。しかし，これは三溝型花粉をもったグループにのみ言えることである。

アフリカや南米（パタゴニアを除く）の白亜紀花粉群の研究は，被子植物の花粉が Laurasia 地区よりも早く出現し，しかも多様な形態のものが含まれることを示している。Albian 世にはこれらの地域ではさらに多様に分化し，Laurasia では Cenomanian 世までは知られていない多孔型に固有な花粉が含まれる。一方，被子植物以外の花粉胞子群についてみると，アフリカや南米では Aptian ～ Albian 世には Laurasia 地区よりも組成が遙かに貧弱である。また，赤色岩相や岩塩層の挾在からも推定されるように，被子植物の分化の時期に乾燥気候があったと考えられる。

これらの事実を総合して，「三溝型花粉を生ずる被子植物は，乾燥気候が増大する時期にアフリカ一南米北部のゴンドワナ北部で発生し，その後 Laurasia や Australasia に，さらに極地域に向かって分布を拡げた。しかし，単長口型花粉を生ずる初期の被子植物は，両地域が未だ湿潤であった時に，テーチス海の両側の広い帯状地域を通じて短時間に拡がることができた」と HICKEY & DOYLE (1977) は結論している。白亜紀初期における単長口型被子植物花粉の歴史を今後さらに追究することが，発祥地をさらに限定する上での重要な手掛りとなるであろう。

3. 被子植物の祖先型

被子植物がどの植物グループから生じたかという問題は，出現の時期や地域の問題よりもさらに複雑であり難解である。多くの裸子植物が祖先としてしばしば提唱され，一方，現生の被子植物のいろいろのグループが原始的と考えられてきた。

批判に耐えうる化石証拠が欠けていたので，被子植物の起源に関する考えの大半は，現生植物の比較形態学的研究に基づいてきた。たとえば，無導管の材・単長口型花粉・不完全に閉じた心皮などの特徴は，モクレン亜綱やキンポウゲ目 (Ranales) が最も原始的な遺存被子植物であるという説 (TAKHTAJAN 1969)，また，花は単一の胞子嚢穂であるという真花説 (BAILEY 1949, THORNE 1976) などを支持すると考えられてきた。さらに，比較形態学的証拠は被子植物は単元的なグループとして多くは論じられた。しかし，単元説が総ての研究者に受入れられたのではなく，多元説も一部には強く主張されている。これらの問題の大半は植物形態学的解釈に属するので，ここでは近年の化石証拠について簡単に述べる。

(1)中生代の裸子植物の繁殖器官化石（とくに花と種子）の形態学的研究の進歩は近年著しく，これらは被子植物の祖先型の決定に論理的に最も有効である。しかし，被子と裸子植物の“花”の基本形態についての解釈の相違が考えを大きく分けることになる。世界各地の白亜系から近年相ついで発見された被子植物的な繁殖器官化石をめぐって討論が盛んである。たとえば，「中生代のいくつかの裸子植物グループから被子植物的な段階に達して白亜紀初期に出現した」という多元説(HUGHES 1976, KRASSILOV 1977)，「白亜紀中期の被子植物的化石はモクレン亜綱のキンポウゲ目に形態学的に最も近縁である」という単元説 (DILCHER 1979) など，この問題の討論は今後も続くであろう。

(2)白亜紀花粉の近年の研究の発展は，ソテツ目・ベネチテス目・イチョウ目やある種子シダ類などの

単長口型裸子植物花粉と，単長口型被子植物花粉とを明らかに区別することを可能にした。Barremian世の単長口型花粉はモクレン亜綱に近縁であるという意見が多いが，しかし，それが裸子植物花粉から進化した過程については意見が分れるところとなる(WALKER 1976, DOYLE 1978)。花粉の産状から見る限りでは，被子植物的単長口型の出現に続いて，産出量・種数・形態の多様性が漸進的に増加し，「三溝型→三溝孔型→三孔型の順序で分化する単元的なものである」という考え（DOYLE 1978）は注目すべきであろう。

（3）白亜紀の葉化石の記録は花粉と同様に，樹木状のモクレン亜綱を基礎とする被子植物進化の一般的な考えを支持するようである。Potomac 層群最下部に見られる葉化石は，形状や不規則な脈系の特徴において樹木状モクレン亜綱のあるものに近似している。一方では第2図に示すように，単子葉類（第2図，f）やスイレン科（第2図，h，i）のような草本状モクレン亜綱の祖先型に早い時期に分化している。また，複葉形（第2図，l，j）の出現は，尾状花類の複葉やソテツ類の厚質葉との関連も暗示する。しかし，被子植物葉としての数次のオーダーの網状脈や脈端などの標徴が，Barremian 世の化石葉までに確立されているので，白亜紀の葉化石は花粉のようにはある特定な裸子植物との関連はほとんど言えない。ある研究者は（MELVILLE 1969, KRASSILOV 1973, 浅間 1975），ペルム紀の種子シダ類（Glossopterids • Gigantopterids など）や中生代の裸子植物（Caytoniaceae）の網状脈と比較したが，これらのグループは1オーダーだけの網状脈を示すにすぎない。このような脈系が被子植物的パターンの起源の1段階であるとしても，全く関連のないヤブレガサウラボシ科（Dipteridaceae）のようなシダ類にも認められるので，両者の直接の関連を特定化することはできない。

（4）現生植物の材の解剖学的研究が被子植物の起源の考察に重要な貢献をしてきたのに対して，前期白亜紀の被子植物材化石は極めて稀なために，現在までこの問題にはほとんど貢献できない。後期白亜紀の被子植物材化石は世界各地から知られ，その大半は現生のものよりも形態学的に原始的と考えられる特徴を示している（WOLFE *et al.* 1975）。それらより古い化石としては無導管の被子植物材が銚子の Aptian 世（NISHIDA 1962），中間的な発達をした導管をもつ材化石が Idaho の Albian 世（SPACKMAN 1948）から報告されたにすぎない。

III. 古第三紀の植物地理

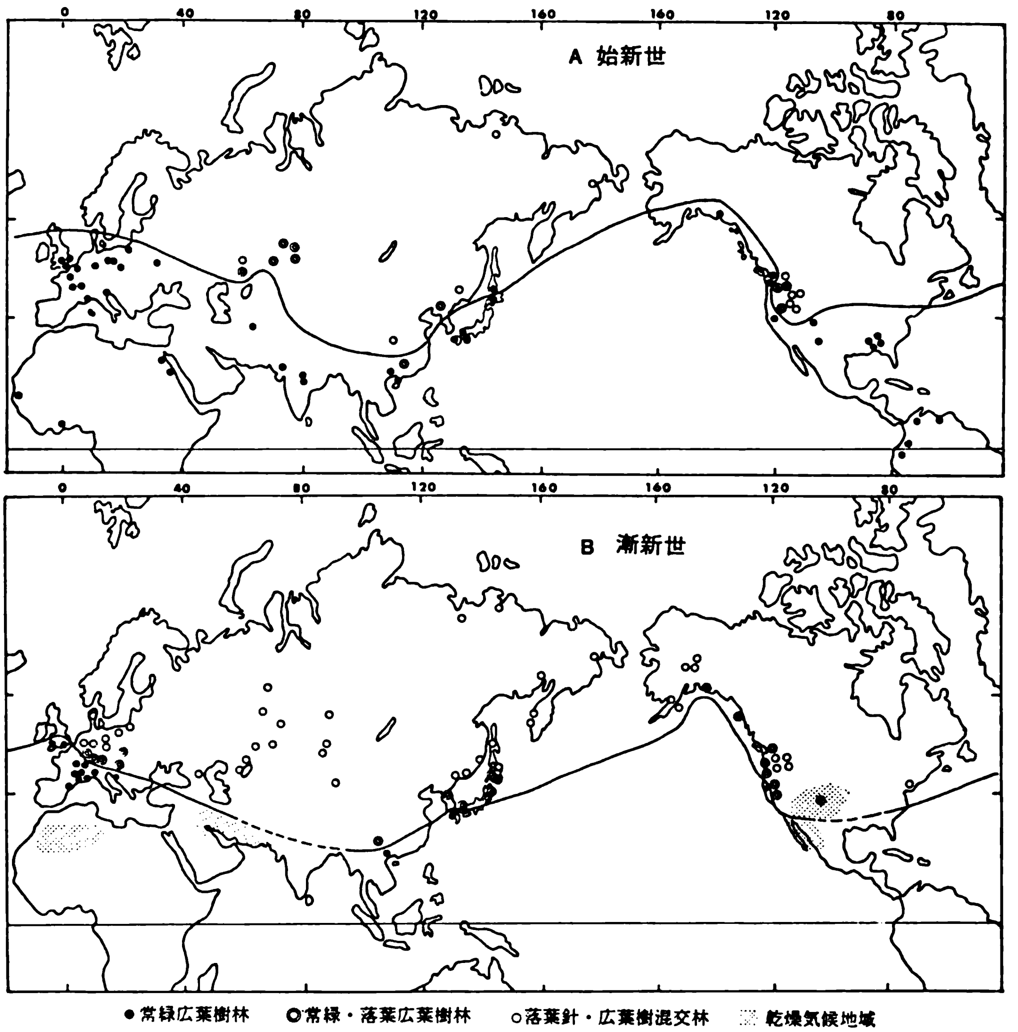
白亜紀中期からしだいに拡がり始めた被子植物は，第三紀初期までには地球上に広く繁栄するに至った。それらの大半は現代化し，古第三紀植物の多くは現生属に同定することができる。とくに漸新世以降になると化石種と現生種との間には密接な類縁関係が認められるようになり，中新世後期以降にはこの関係が一層明白となる。このように第三紀植物は現生植物に属や種のレベルで近縁ではあるが，植生の構成や分布および各地域のフローラ組成は第三紀と現在では著しく異なっている。この主要な原因は，（1）第三紀における古地理・古気候変化による生態的環境の変化，（2）それぞれの植物グループ系統の進化発達の相違* によると考えられる。したがって，第三紀古植物学研究の1つの焦点は，これらの事実を明らかにすることにある。

現在の世界の植物区系の成立史を第三紀に遡って論じた ENGLER（1978～'82）に始まり，"第三紀植物地理" が多くの研究者によって論じられてきた。各地域の第三紀フローラの研究が発展するにしたがって，北半球の第三紀植物区系や植生分布の概念が提唱されるようになった（CHANEY 1940, '47, KRYSHTOFOVICH 1955）。とくに CHANEY は北半球全域の暁新世～始新世フローラ組成を検討し，落葉広葉樹と針葉樹が混交する高緯度地域の Arcto-Tertiary Geoflora と，常緑広葉樹を主とする中～低緯度地域

* たとえば，第三紀初期から分化の少ないグループや，これに反して第三紀中ごろから急速に分化して現在に至るグループなど多様である。

の Paleotropical- および Neotropical-Tertiary Geoflora が帯状に分布することを指摘した。漸新世以降の気候の冷温化にしたがって熱帯林は低緯度地域に狭められ，温帯林が中緯度地域を広く占めるようになったので，その中新世フローラは Arcto-Tertiary Geoflora の要素から成り，これが現在の北半球の温帯林の原型となったと解釈した。CHANEY の研究はその後 AXELROD (1960) によって南半球の資料も含めて発展させられたが，これらの考え方は第三紀植物地理の基本として多くの支持者を得て今日に及んでいる。

CHANEY-KRYSHTOFOVICH-AXELROD に代表される古第三紀森林分布の考察は，現在でも多くの示唆に富んでいる。しかし，この考え方には多くの欠点と不合理を含んでおり，最近の20数年にわたる第三紀フローラ研究の発展によって，根本的に再検討されるべきことが指摘されるようになった。すなわち，

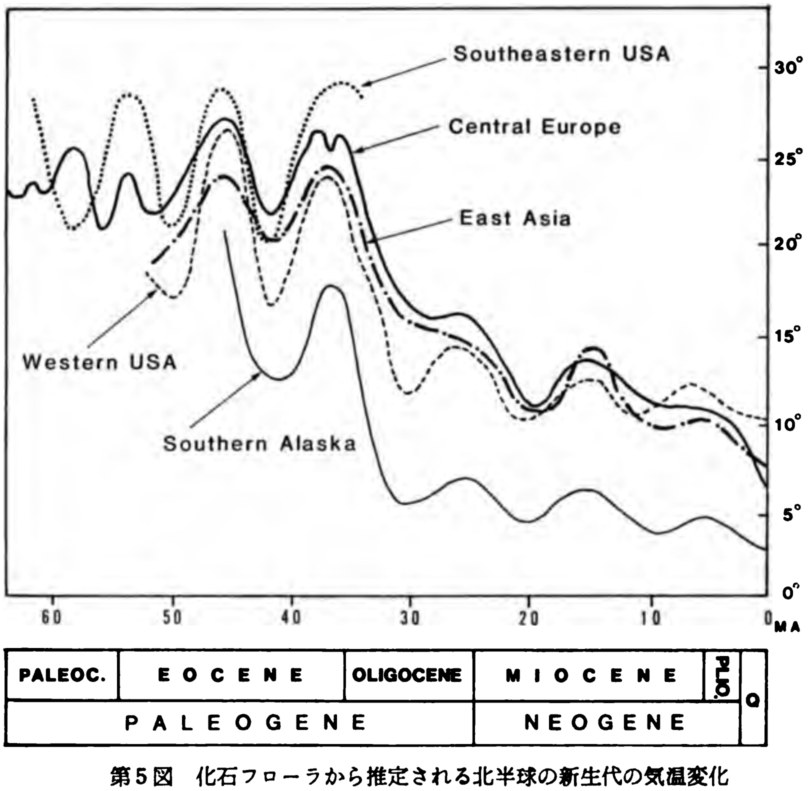


第4図 北半球における始新世～漸新世の森林分布
図中の線は常緑樹林と落葉樹林の境界を示す。

(1)各フローラの時代考証の不確実性，とくに暁新世から漸新世中期のものを一括して取扱ったこと，(2)古地理的な海陸分布の検討不足，とくに個々のフローラの生態的環境解析の不充分なこと，(3)フローラ（flora）と植生（vegetation）との概念を混同し，“geoflora” という大きな単位で植物群が移動すると考え，始新世から中新世にわたる群落としての均一性と安定性を想定したこと，などである。

たとえば，近年の研究によればグリーンランド(KOCH 1963) やアラスカ(WOLFE 1977)などの北極地の暁新世フローラは，常緑・落葉広葉樹の混交にヤシ類を伴ない，中緯度地域の同時代のフローラと組成上の著しい相違は認められない。一方，CHANEY らが始新世の温帯フローラと考えたアラスカの Kenai 半島のものは，中新世前期のフローラであることが確かめられた（WOLFE & TANAI 1980）。現在までに再検討した限りでは，CHANEY らが指摘した古第三紀における南北での植生分布の相違は，始新世以降に認めることができる（第4図）。この主原因は気温低下や乾燥地域の増大という気候変化に帰せられるであろうが，また，大陸の内陸部と海洋沿岸部という当時の古地理的関係を反映しているようである。いずれにしても第三紀初期には比較的均一な組成をもった森林植生が，古地理・古地形の変化と第三紀末に向かって冷温化する気候変化に対応して，植生の組成や分布に変化を生じたことは言うまでもない。しかし，かつて Geoflora の概念のもとに纏められたよりも，古第三紀の植生分布と組成は遙かに複雑であり，今後さらにプレートテクトニクスの概念をも考慮してその変遷史は再検討すべき課題である。

第三紀被子植物の分類学的研究の著しい進歩によって，個々のフローラの示す気候条件をより適確に比較解析し，含化石層の年代測定の進歩と相まつて，第三紀の陸域における気温変化が精細に把えられるようになった。葉化石フローラから推定された北半球の各地域の気温変化を総合すると，始新世末～漸新世



第5図　化石フローラから推定される北半球の新生代の気温変化

初期に著しい気温低下があったことが確かめられる（第5図）。これは Terminal Eocene Event（WOLFE 1978）と呼ばれているが，北半球の中緯度地域では漸新世以降，温帯性落葉広葉樹と針葉樹混交林が広く発達するようになったことを化石記録は示している（第4図，B）。また，南半球においてもミナミブナ（*Nothofagus*）の発達史を検討して，同様なことが確かめられた（棚井 1983）。

IV. む す び

この20数年間の古植物学研究を顧みると，化石という過去の植物体の断片（葉・材・繁殖器官・花粉など）から適確な分類学的形質を見出し，それぞれの形質の生物学的意義や現生植物との関係をいかに解釈するかという努力に向けられてきた。しかし，これらの解釈は含化石層に含まれている地質学的情報と調和しなくてはならない。とくに，被子植物の出現から発展・地球上のフローラ変遷史の解明には，含化石層の岩相層序に記録された後背地（植物生育地）における環境の時間—空間的変化史との関係で把えられねばならない。この点において今後の研究は含化石層々序の堆積相の研究と，さらに密接に関連して進められるであろう。

このたびは被子植物の起源と初期発達に焦点をあてて概説したが，その基礎となる化石分類の進歩については述べる紙数の余裕がなかった。かつて植物分類学者には余り重要視されなかった被子植物化石の研究は，現在ではこのグループの系統分類学に多くの新知見を提供し，この分野の中に確固たる地位を占めつつある。

主 要 文 献

AXELROD, D. I. (1959) : Poleward migration of early angiosperm flora. *Science*, **130**, 203-207.

—— (1960) : The evolution of flowering plants. in S. TAX (editor), *The evolution of life*, pp. 227-305. Univ. Chicago Press, Chicago.

AXELROD, D. I. (1970) : Mesozoic paleogeography and early angiosperm history. *Bot. Rev.*, **36**, 277-319.

BRENNER, G. J. (1976) : Middle Cretaceous floral provinces and early migration of angiosperms. in C. B. BECK (editor), *Origin and early evolution of angiosperms*. pp. 23-47, Columbia Univ. Press, New York.

DILCHER, D. L. (1979) : Early angiosperm reproduction : an introductory report. *Rev. Palynol. Palaeobot.*, **27**, 291-328.

DOYLE, J. A. (1978) : Origin of angiosperms. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* **9**, 365-392.

HERNGREEN, G. F. W. & CHLONOVA, A. F. (1981) : Cretaceous microfloral provinces. *Pollen et Spores*, **23**, 441-555.

HICKEY, L. J. & DOYLE, J. A. (1977) : Early Cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution. *Bot. Rev.*, **43**, 3-104,

HUGHES, N. F. (1976) : *Palaeobiology of angiosperm origin*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 242 pp.

KRASSILOV, V. A. (1977) : The origin of angiosperms. *Bot. Rev.* **43**, 143-176.

MUELLER, J. (1970) : Palynological evidence on early differentiation of angiosperms. *Biol. Rev., Cambridge Philos. Soc.*, **45**, 417-450.

SCHUSTER, R. M. (1976) : Plate tectonics and its bearing on the geographical origin and dispersal of angiosperms. in C. B. BECK (editor). *Origin and early evolution of angiosperms*, pp. 48-138, Columbia Univ. Press, New York.

TAKHTAJAN, A. L. (1969) : *Flowering plants : Origin and dispersal*. Oliver & Boyd., Edinburgh, 310 pp.

WOLFE, J. A. (1978) : A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere. *Amer. Sci.*, **66**, 694-703.

——, DOYLE, J. A. and PAGE, V. M. (1975) : The bases of angiosperm phylogeny : Paleobotany. *Ann. Missouri Bot. Gard.*, **62**, 801-824.

地学雑誌 93-7 (1984)

昔の模式標本から今の模式標本へ

花 井 哲 郎*

A History of the Concept of Type Specimen

Tetsuro HANAI

言葉に関する議論は重要であるかも知れないし，あるいは重要でないかも知れないが，それが言葉に関するものであることを知るのは少くとも望ましいことである。 Sir G. Cornwall LEWIS (OGDEN and RICHARDS 意味の意味 石橋幸太郎訳の巻頭の語録より引用)

I. 序 論

古生物学の研究は，最近の生物学の考え方の変化を反映して変ったとよく云われる。確かに変ってきている。しかし何が原因となって，どんな考え方の影響を受けて，どのように変ってきたのかと云うことになると，あまりに尨大な内容で，その説明など私に出来ることではない。けれども，例えば模式標本と云った，古生物学に関係ある事物を一つとりあげて，その意義の変遷を述べることなら可能かも知れない。だからここではこの問題をとりあげて，それに影響を与えた古生物学上の考え方の変化を紹介する。

模式標本と云う概念は二つの要素が複雑に入り組んで構成されている。一つは生物の‘種’とはどんな性質をもっているのかと云う生物学的要素である。この要素は，その背景となる自然をどうみつめようかと云う哲学によって強く影響されてきた。もう一つは，種名で呼ばれる実在の分類群と云う指示物と，それを観察する分類学者の心と，それをあらわす記号としての学名の間にはどんな関係があるのかと云った言語学的要素であり，この要素は生物に種名を与える場合の基礎になる機能をもっているにも拘らず，注意されはじめたのは，20世紀も中頃に近くなってからであった。

ここでは模式標本を使う動物命名法（模式法）の歴史をたどりながら，一方に命名法の基本単位になっている‘種’について，その概念のどんな側面が模式法の役に立っているのかをさぐり，他方に言語学的な側面から，模式法の構造を解析し，そして出来れば，今後に生ずるだろうと考えられる問題点にふれたいと思う。

II. 本質論の思考と模式標本

John RAY (1627-1705) や LINNAEUS (1707-1778) の頃の‘種’の概念を， MAYR, LINSLEY and USINGER (1953, p. 26) は次元的な拡がりをもたない‘種’(nondimensional species) と呼んだ。当時の博物学者の知識はまだ一地方に限られており，‘種’は時間的・空間的拡がりを持っていなかった。同一時代の同一地域に限るならば，一つの種分類群とそれと近縁な他の種分類群との間の差異ははっきりしていた。当時の人々は勿論生物の個体間に変異のあることには気づいていた。しかし ARISTOTLE の影響を受けて，生物の個体を全体として統合的に機能しているもののように考えていたらしい。このような立場に立てば生物のどの部分のさ細な修正もそれが度を越せば生物体の全体を運転出来なくさせてしまう。だから‘種’は，大きくは変異の出来ない，存在の必要条件に基礎をおいた，従って明瞭な生活様式をもったものであると考えられた。このように‘種’の輪郭ははっきりしており，その中では親の祖先と子の子孫の

* 国立科学博物館 National Science Museum (客員研究員)

関係を持っているが，近縁の他の種分類群とは不連続の単元だったようだ。そしてこの考えは CUVIER (1769-1832) の頃までも続いている (cf. RUDWICK 1972, p. 103,194)。Karl POPPER (1966, p. 31) はこの当時の人々の本質論の考え方を次のように説明している。「方法論上の本質論と云うことばは，PLATO およびそれに続いた人々によっていだかれた事物の真の本性，即ちそれのかくれた実体または本質を発見し記載することが純粋な認識または科学の仕事である，と云う見解に使われている。知覚される事物の本質は，他のそしてもっと真実な事物，即ち祖先または原型中に見出されると云うのは PLATO の奇妙な信念であった。後の方法論的本質論者の多く，例えば ARISTOTLE はこれについて PLATO に全く従ったと云うわけではない。しかし彼等は純粋な認識の仕事は，事物のかくされた本性，または類型即ち type，または本質即ち essence の発見にある，と云う点で PLATO と同じであった。すべてのこの方法論上の本質論者は，本質は知的な直観の助けによって発見され，知性によって認められる。すべての本質はそれに固有の名前を持っており，知覚し得る物はその名前で呼ばれる。そしてそれは言葉で記載される，と考えている点でも PLATO と同じであった。そして物の本質の記載を彼等は皆定義 (definition) と呼んだ」文末注1)。18世紀頃の人々が個々の本質をそれらのもっている名前で呼び，その本質の記載すなわち定義をしようとしたことは当然のように思われる。

この当時の博物学者は個々の生物に接して分類学上の種分類群を考え，それをラテン語の名前で呼んだ。ラテン語中にその分類群の名称があればそれを使った。しかしラテン語の生物名は必ずしも一つの種分類群をあらわすわけではなく，多数のものの総称である場合が多かった。そんな場合には総称の次に長い修飾句をつけてその種分類群の特徴をあらわして種名とした。この様にして種名はだんだん繁雑化して行った。そこでこれを整理するために，まず似た種分類群を集めた総称 (genus) に，その仲間の他のものからその種分類群を区別する特徴 (differentia) をつけて生物を呼ぶことにした。例えばライオンを呼ぶ時には，ライオン・虎・豹・山猫・猫等をいっしょにした，「猫の仲間 (*Felis*)」というような属名と呼ばれる総称の次に，「尾の先端にふさをもった (*Cauda in flocum definente*)」と云った修飾句をつけて，属の意味を限定して種名とした (BRISSON 1756)。それでも differentia は12語までも許され，長たらしくなったり，研究が進むにつれ書き直されたりして，まだまだ繁雑なものであった。

1758年に LINNAEUS は『自然の系統 (Systema Naturae)』の10版で種分類群の特徴を表現した長い修飾句を一つの単語に制限し，言わばあだ名のように使い，属名とその意味を限定する単語の二語で種の特徴を云い表わし，云い足りないところは簡単な説明をつけて，これを補うようにした。こうして現在も使われている属名と一語の種名とを組合せた，二名式命名法により生物に学名を与え，それが一つの種分類群であることを示すのに必要にして十分な条件をそなえた定義の説明をするという方式が出来上った。

LINNAEUS の頃の，ARISTOTLE の類型の概念の影響をうけた博物学者にとっては，種分類群の特徴を典型的にそなえた標本は皆その分類群の模式標本だった。従って彼等はよりよい標本が得られれば何の躊躇もなく古い標本を新しいもので置き換えた。この辺の事情を MAYR (1969, p. 368) は「LINNAEUS だけがこれらの常習者だったわけではない。古いものが新鮮さを失うようになったり，昆虫の害によって破損されたりすればいつでも，新しい模式標本に取替えることが，19世紀の前半における多くのヨーロッパの博物館の慣例であった。」と述べている。

LINNAEUS が『自然の系統』の10版で使用した312属4203種の名前は何とか専門家の記憶出来る規模だったかも知れない。しかし其の後に種単位の新しい分類群がつぎつぎと見出される。『自然の系統』の10版より後，研究と共に分類群の数が急激に増加して行く状況は，江崎 (1965, p. 706) により「1800年の終りまでに記載されたものは3234属58833種に達した。さらに1801～1850年の50年間に記載されたものは，52214属363588種に上る」と推定されている。こうなるとそれらの全部について，学名とその指示物である一つの種に属する個体が共有している諸性質とを，その間に自分なりの脈絡を保って記憶出来るはずはなかった。そしていつの間にか学名は細かに分業した専門家にしかわからない判じ物となっていた。

この頃から博物学者が動物の学名の普遍性と安定性のためにはらった努力は，OGDEN and RICHARDS (1923, p. 11)に出てくる底なし三角図式によって考えるとよく理解される。この底なし三角形は頂点に心があり，底辺の一方に指示物がそして他方に象徴があるが，底を結ぶ線はない。そして心で指示物を見て，それを心が象徴によってあらわす，と云うことを示す。心と指示物との間には見るとか観察すると云う行為で結ばれた因果関係がある。また心と象徴との間には，それを例えば言語，文字，図といった心を象徴するもので述べるとか，書きあらわすと云う行為で結ばれた因果関係がある。ところが指示物と象徴との間には，直接の因果関係は何もなく，従って三角形の底辺を結ぶ線はない。その間は常に観察者の心を介さなければ結ばれない。動物の命名はこの様な関係でなされているので，観察者が指している実在の種分類群と種名との間には直接の関係はない文末注2)。観察者が違ったり，また同じ観察者でも時と共に心が違えば，当然観察する事柄も違い，同じ物を観察していてもその呼び名が違った同物異名(synonym)が出て来る。また観察者の間に連絡がなければ，違う種分類群に同じ名前をつけてしまう異物同名 (homonym) の場合すら出て来る。動物の種類の急増と共に，この様な言語学的な関係に根ざす名前の混乱が起って来たのは当然であった。

それでも，その頃の人々は，まだあだ名（学名）によってその種分類群の特徴をなるべく自分の考えている通りに他へ伝えようと努めた。それで初めて出合った時つけたあだ名が，あとで資料が集まってイメージをあまり正確に伝えていないとわかれば，新しいあだ名に変えた。しかしいくらうまいあだ名でも，学名がその都度違ったのでは混乱が起きてしまう。一つの種分類群には一つの学名しかもたせるべきではない。そしてそのためには法をもって規整する以外に方法はなかった。そこで学者達は規約を作って，一つの種分類群が複数の学名をもっている場合，その種分類群の名前には，一番先につけられた学名を使わなければならないと決めた。いわゆる先取権 (priority) の原則である。英国科学振興協会 (British Association for the Advancement of Science) が1848年に作った Strickland 規約によって最初にこの試みがなされた。人々はこうすれば，一応理屈の上では，一つの種分類群が一つの学名をもつようになり，あとは異物同名さえ避ければ，混乱はなくなると思っていたらしい。しかし，所詮たった二語で種分類群の特徴をいつもうまく表現出来るわけはなかった。それに加えてこの原則は，ただ名付けられた順番だけで学名の採用を決めようと云うもので，その裏では，学名のもっている言語としての意味は，その価値を無視され，従ってこの原則の採用は，言語としては意味をもたない学名への第一歩を踏み出していた。そしてどんな不適当な学名でも，一番先につけられたものならそれを使わなければならないとなれば，研究が進むにつれて，多くの学名は「名は体を表わす」言葉と云うよりは，寧ろ言語としては種分類群の特徴を示さない単語の組合せとなってしまった。元来学名は属名とそれを修飾する種名がうまく組み合さって，始めてその種分類群の特徴をあらわす効果を生む。そこでその種を他の属へ移した時，属名と種名との組み合せも変えなければならないとなると，その結果の学名は，木に竹を接いだようになり，属名と種名の組合せの変更が学名が単なる記号となる傾向に拍車をかけることになった。先取権の原則が生物分類学を文献のせんさくに走らせ，MICHENER (1963, p. 163) をして「他の学科では無能な研究は単に無視される。分類学では先取権のためにそれは保存される。」となげかせたのは周知の通りである。

学名の意味が種分類群の特徴と一致しなくなれば，それが指す種分類群を，誰にでもわかるように適切に定義しておかないと，学名は云わば寝言になってしまう。そこで研究者は，その種分類群を定義するために工夫を凝らした。昔使われていた，属名を修飾する短かい言葉のように，その種分類群を他の似ている種分類群から区別するのに役立つ特徴をあげてみた。これは標徴 (diagnosis) と云われ，理想的にはその種分類群を識別するのに必要にして十分な，即ち適用範囲を明確にした，外延的定義に相当する。また形質や性質の全体を言葉で詳しく表現してみた。これは記載 (description) と云われ，その種分類群の全般的なイメージを与えるもので，いわば記号的な表現としての学名が意味する内包を分析的に記述しようとするものである。そして言葉だけで説明するより，「百聞は一見にしかず」だと考えて，図もつけた。

これは図示 (illustration) と云われるもので，時代と共に木を彫刻した版から銅を彫刻した版に，そして石版へとその伝達する情報量は次第に増加した。しかしそれでも学名に客観的な定義を与えたり，定義の内容を正確に他へ伝えたりすることは，OGDEN and RICHARDS (1923) の底なし三角図式からもわかるように，論理的に不可能なことであった。種分類群を把握する程度や正確さは分類学者によりまちまちで，結局学名はその人の意味でしか意味をもたなかった。

そこで分類学者は，この困難を克服するための手段として，自分なりに理解した種分類群の内容を，出来るだけ誤解のないように他へ伝達しようと試み，一方他人の理解した種分類群の内容を出来るだけ誤解のないように知ろうと工夫を凝らした。そしてそれには言葉よりも図よりも，典型的で立派な標本を保存すると云う昔からの習慣を活用し，実物を使うのが一番よかった。そこで新しい種分類群を見出して，学名をつけるその時に，自分で調べた標本のなかから，自然界のその種分類群の内容をよく表現していると思われる最も典型的な個体を選び，必要に応じて参照出来るように，保存しておくこととした。そしてこうすればその標本は，まずその人が学名をつけたその時に，その人なりに理解した種分類群の内容を明確にする定義の基礎として役立ち，次に新しく見出される個体を鑑定したり，二つの似かよった種分類群を比較する時に，その拠り所となると考えた。そしてこれが模式標本の機能であると思った。しかしよく考えてみると，一つの種分類群に所属すると思われる個体のなかで，どれが最も典型的なのかすぐにわからなくなる。三毛と斑と，白と黒と，シャム猫と野良猫と，雄と雌と，一体どれが典型的な猫なのだろう。

III. 集団の思考と模式標本

PLATO以来専門領域の研究者が共通に持ち，当時の思考の基盤となっていた本質論は，19世紀の中頃から集団の思考によって置き換えられはじめた。'種'の概念も同様である。MAYR (1963, p.5, 同じ著者1959よりの引用) は集団の思考について「集団の思考をする者は有機世界のあらゆるものの独自性を力説する。人間と云う種に同じ個体が二つとないと云うことは動物の種にも同じように云える。すべての生物および生物学的現象はそれぞれ独特の特徴をもっており，集団的に統計によってのみ記載することが出来る。個体またはあらゆる種類の生物学的実在が集団を形成する。それから我々は算術平均や変異の統計量を決定することは出来る。平均は単なる統計的な抽象的観念にすぎない。集団を形成している個体のみが実在している」と説明し，本質論者は「生物学的な個体の間の差異をその根底にある本質の不完全な現われに帰してその本質を探究しようとする。このような本質論者と，個体の間の差異は実在であり，平均は抽象であると考える集団の思考をする者と，自然を見つめるのにこの様に異なる二つの方法はまたとない」と述べている。

典型的な個体もなければ，種分類群が遺伝的および非遺伝的な多くの個体の変異に富んだ内容をもっているのだ，ということになると，それを表現するのに種分類群の基準として選んだ一個の標本，即ち完模式標本 (holotype) だけでは足りなかった。そこで自分なりに見積った種，いいかえれば分類学上の種 (taxonomic species) をよりよく表現し，また鑑定の信頼性を増すために，研究者は複数の個体を一つの種分類群の模式標本にしてみた。種分類群を設定する時，完模式標本以外の模式標本のおのおのを paratype, 完模式標本を選ばないで複数の標本を模式標本として指定した時，そのおのおのを syntype, syntype 中からあとで選んで完模式の機能をもたせたものをlectotype, 上記のどの標本も失なわれてしまった時，あとから指定して完模式の機能をもたせた neotype, 完模式標本と性の違う一個の標本で，その性が始めて記載される時指定される allotype, 前に記載された種分類群の説明を補強するために指定される apotype とか hypotype, その種分類群に属するとあとの著者によって鑑定された plesiotype, その標本が原記載の模式標本と比較された上同じ種分類群だと鑑定された homeotype, 鑑定が原著者によることを意味する ideotype, 産地や層位が原記載の標本と同じ topotype 等々, type に関する術語の種類は100以上におよび (MAYR. LINSLEY and USINGER, 1953, p. 239), 遂に SIMPSON (1940, p. 422) をし

て，この「ばかげた行きすぎの完成までには，ただ atype 即ち鑑定されていない標本と云う術語が欠けているだけである」となげかせるに至った。そしていくら type の種類を増しても，変異に富んだ種分類群の内容をうまく表現するのに特別な価値をもつような標本はなく，種分類群を理解しようとした時使った標本には，全く同じものが二つとなければ，そのどれをとってみても，自然界の種分類群の内容を理解するためには，それぞれが皆甲乙つけ難い価値を持っていることがわかってきた。

'種'の範疇の概念も集団の思考の普及と共に大きく変換する。一つの生殖している集団中に種分類群が違うとしか考えられない程の差異のある形態が見出されたり，形態が全く同じなのに行動や生態からは種分類群が違うとしか考えられないような同胞種が見出されて，今まで形態学的差異の程度を基準にしていた，本質論に立った'種'の概念は，そのよりどころを失ない，新しい概念に置き換えられる（MAYR 1982, p. 271)。それは集団の思考に基づくものであり，'種'はそれぞれが独特の性質をもつ個体が集まった集団であった。従って'種'を定義するにあたり，本質のような内的にたよれるものがないのであるから，個体のどれもが持っている性質のうち，近縁な種分類群との関係においてその種分類群の境をはっきりさせるような性質を使う以外に方法はなかった。そしてそれにはかなり昔からあった考えと同じに，生殖的に隔離されていることにたよるのが一番よかった。これはまた隔離の機構を通じての遺伝子交換の制限，ないしは抑制による，一つの大きな遺伝子プールの維持と云った集団遺伝学の考えより発想されたものでもあった（DOBZHANSKY 1951）。そこで MAYR（1942, p. 120, 同じ著者1940よりの引用）の有名な'種'は「現実にまたは潜在的に交雑している自然の集団のグループで，他のその様なグループからは生殖的に隔離されているもの」であると云う定義が出てくる。MAYR（1982, p. 273-275）はあとで，生殖的に隔離されていると云うことは，既にそのグループが隔離の機構を保持していることを意味するのであるからそれだけで十分で，「現実にまたは潜在的に」と云うことばは必要ないとして除去し，他方生殖的隔離の機構が，定義に役立たない場合のために，「潜在的な競争者との共存を許す適応の獲得」と云う意味もこめて，「自然界で特定の生態的地位を占居している」と云う生態学的な特徴を入れて定義を修正した。しかし大勢には影響なく，これが今日の'種'の概念についてのパラダイムを形成しているようである。'種'の概念の本質論的なパラダイムから集団の思考に基づくパラダイムへの転換は，KUHN（1962）の云う科学革命にあたる出来事かも知れない。しかしそれでも模式標本を使う種分類群の命名法は使用不可能にはならなかった。'種'の概念が根底から変わったにも拘らず，なお使用可能なのだから，何か新旧両概念の間に共通する性質中には，模式法が適用出来る対象となる集団の持っていなければならない性質が含れているはずである。それは形態学的な差異の程度にたよるにしろ，また生殖的な隔離と云う生命のあるものにしか適用出来ない性質を強調するにしろ，次元的な広がりをもたない状況下では，どちらも'種'とは輪郭のはっきりしているものと考えていることであった。更にいつでもどこでも生殖的な隔離をためすことが出来るわけではないから，具体的に実際の種分類群を取扱う段になると，境界についての研究者の見解は，必ずしも一致しなかった。それどころかどの範疇にランク付けるかについてすら意見がわかれた。それにも拘らず模式法が有効に働らいたと云うことは，どうやらこの方法が適用出来るような集合は，少くとも一人の研究者の心の中で，命名の対象となる多くの集合の間に交わるところがない，共通な部分をもたないようなものだと云うことらしい。

集団の思考は，統計学の考え方にも大きな変化を与えた（MAYR, 1982, p. 47)。先に述べたように，はじめ模式標本には，命名の際の定義の基礎および鑑定の際の拠りどころという二つの機能があると考えられていた。しかし，定義の基礎とはならないことがはっきりしただけでなく，集団の思考は模式標本を使う個体の鑑定の基礎をもゆるがせた。本質論のもとでは，模式標本を基準にして，それと鑑定しようとする個体との差異の程度を見て，同じ種分類群か否かを判断出来ると思ったらしい。鑑定とは，大ざっぱに云えば自然界の種分類群の範囲が予め推定され，その中に鑑定しようとする個体が入るかどうかをきめることである。しかし模式標本を用いて，生殖的な隔離が起っているかどうかをつねに確かめるわけにはい

かない。そこで形質の分布範囲をサンプルから計測し，その母集団中に加えてよいかどうかを判断する，という方法がとられる。そして，その種分類群には基準がなく各々の個体がそれぞれ独自の性質をもっているものであるとなれば，鑑定しようとする個体をその中に入れると，その形質の範囲に変化が起る。従って正確に云えば，その種分類群の中に鑑定しようとする個体を含めた処置の正しさを確率で表現するということになる。そうなれば種分類群の形質の母集団の分布範囲を推計するためには，鑑定された標本まで含めてその時使うことの出来るすべての標本が，皆それぞれに役立っている。従って鑑定や比較にあたっても模式標本には特別の価値は何もない。

しかしここで見方を変えてみると，模式標本は OGDEN and RICHARDS の底なし三角図式の上で面白い役割りを果している。学名をつけた時には，命名者の心によって選ばれたのだが，模式標本はいったん選ばれるとそのあとは，言葉と指示物との間の底なし三角図式の二辺を廻る間接の関係を乗り越えて，あたかも学名と直接結ばれているかのように振舞っている。そして人によって色々に理解された種分類群のイメージのうち，どの人の理解を採用するにしても理解した種分類群の中に，その模式標本が含まれている限り，その種分類群は，その模式標本の背負わされている学名で呼ばねばならない。更に一つの種分類群について，沢山選んだ模式標本が実際には二つ以上の種分類群に所属する標本の混合したものだったとすれば，それらのうちどちらの種分類群をその学名で呼べばよいのかわからなくなる。こうして，模式標本がその役割りを完全に果すためには，一つの種分類群の模式標本は一個（holotype またはこれに代る lectotype か neotype）がよいと気付いた時，そこには古きよき時代に，種分類群の一つについて多数個指定された色々な種類の模式標本が，世界中の大学や博物館に整理もされずに放置されていた。このような模式標本が，種分類群の命名法中で演ずる言語学的および法律的役割りを，わかりやすく指摘したのは SIMPSON (1940) であった。

模式法の構造をはっきりさせるために，模式法を構成している必要にして十分な因子を見出したつもりでも，重要な因子を見過している危険はいつも存在する。しかし模式法の構造をかなりはっきりさせた面白い実験の話がある。それは鎌倉時代の高僧の説話から出て，江戸時代に落語になった，テレスコと云う噺である。落語の大要は「長崎の漁師が世にも珍しい魚を代官所に届け，代官がその名前を知っている者に，褒美を出すから申し出るようにお触れを出したところ，一人の男が現われて，これはテレスコだと云い褒美をもって行く。代官はその標本をとっておき，暫くしてからまた，珍しい魚が採れた，その名前を知っている者に褒美を与えると，お触れを出すと，同じ男が現われ，今度はステレンキョウだと云う。代官は同じ魚で，ただ取って置いて干からびただけなのに，出まかせの名前を云うとは不届きであると，打首を申しつける。いよいよ打首と云う時になって，男は処刑の前に子供への遺言に託して，イカの干したのをスルメと云うなと申開きをすると，代官はなるほどと感じて男を許す」と云う筋である。ここで代官はテレスコと云う種分類群の存在を疑つた時，それはどんな魚か等と，その種分類群の定義を問い質すより，男がその名前を背負わせた標本を一つ保存しておくことが出来れば，男があとでテレスコの内容についてどんな言い訳をしようと，その種分類群の中にその標本が入っている限り，その種分類群はいつでもその名前をもっているはずだと考えた。これが模式標本による動物命名法の骨子である。そこまではよかったが，法をもって同物異名と異物同名を禁じておかないかぎり，同物異名ならイカの干したのをスルメと云うなとか，河豚（フグ）のことを鉄砲（当たると死ぬ）と云うなと弁解されてしまうだろうし，異物同名ならアクセントはちがうにしても甕の中の亀をカメと云うなとでも云われてしまうとは気が付かなかったらしい。模式法が一般に有効であるためには，命名の対象になる集合からその要素を一つ選んで保存しておくことが出来ると云う実際と，一つの集合には一つだけで，且つそれだけにしかない名前を持たせる，という取り決めをしておく必要があることがよくわかる。

IV. 多次元の種と模式法

前項では模式法を説明するために，次元的な拡がりをもたない‘種’の概念しか必要としなかった。しかし現実には種は地理的および時間的に拡がった存在である。そして模式標本は種と云う集合の一要素であった。では種は時間的空間的にどこまで拡がっているものなのだろう。生物地理的な障壁の発達によって互に隔離された近縁な分類群である vicariants の存在は，18世紀の研究者の旅行や，旅行者の採集した資料の研究から既に知られていた。そして集団のグループの間の変異の研究が，進化の研究の上で重要なことは一般によく認められ，今世紀には RENSCH(1929)の多くの亜種を含む品種環 (Rassenkreise) や，まだ異所性を保っている近縁な単系統種群である種環 (Artenkreise)， 云いかえれば MAYR（1942, p. 111, 169) の多様種 (polytypic species) や上種 (superspecies) の研究となって発展し，その進化的意味が解釈された (MAYR, 1982, p. 287-292)。このようにして，変異量の大きい地理的変異は，従来亜種と云うような，種内の表現型の類似した集団のグループを，地理的分布範囲が重複しないようにまとめて取扱う術語を工夫することにより処理されて来た。そして1961年発行の国際動物命名規約には，亜種は種グループの範疇として，亜種名の提唱には種名と同じように模式標本の指定を必要とするようになった。しかし多くの形質にあらわれる地理的変異の研究が，種を特定の形質に基づいて任意的に亜種に分けることに限定されるようになると，三命名法の分類への関心が，地理的変異の組織的な分析をさまたげる結果となる (WILSON and BROWN 1953, p. 107-110)。そこで亜種名を付けることにより，動的な変異を固定するより，多くの形質を同時に取扱って多変量解析により，変異を連続的に地図上に示すのが客観的で啓発的であると考えられるようになって来た (SELANDER 1971, p. 74-76 ; GOULD 1980, p. 232-236)。こうなれば亜種名もその模式標本も必要がなくなる。このように，‘種’内の構造が解明されて来ても，生殖的な隔離で定義された生物学的な‘種’の概念には影響がなかった。それはこの概念が他から生殖的に隔離された集団のグループの範囲内ならば，どんなに大きな変異があってもよいように，近縁種との関係で限界を定義しているからであった。

従って‘種’の概念に若干でも修正をせまる事実があるとすれば，それは拡がった地理的分布範囲の周縁部に起っている現象かも知れない。例えば「次々に移り変っている亜種の鎖が，それは漸移的ないしは交雑している集団の完全な鎖によって連絡されているが，その環の端では交雑することなく同所的になっている (MAYR 1963, p. 507)」と云うような環状の重複 (circular overlaps) である。このような現象は，遺伝子拡散が種の分化をさまたげているのを距離が破ったとして，「距離による種分化 (MAYR 1963, p. 507)」の結果と考えられてきた。しかしある種分類群では，遺伝子拡散が自然界において今まで考えられてきたよりずっと制限されていると云う。そのような種分類群では，集団がそれぞれの場所で自然選択によって多少とも違う方向に急速に変って来たことになる (EHRLICH and RAVEN 1969, p. 1228, 1231)。いずれにしろ‘種’が地理的空間の次元に拡がる時，隔離の機構も地理的に変異する，そして時間と共に変異もするだろう。しかし後者の考えは遺伝子拡散より自然選択による時間の方に強く影響された進化であり，遺伝子拡散による種の凝集力が少くなれば，個々の集団が進化の単位になる。そしてそれでも種を保持している機構は，その種が種分化の時に獲得した歴史的な性質を維持するホメオスタシスの機構しかなくなる (ELDREDGE and GOULD, 1972, p, 114)。種間の雑種生産もまた種の分布の縁辺部に見られ，種分化の見地からは種分化の不完全さを示すものと考えられて来た。これは種間の境界の崩壊にはじまる完全な遺伝質浸透(introgression)を意味するのか，崩壊部で遺伝質浸透があるにも拘らず二つの種は存在を続けるのか等と，時間の次元を入れて考えねばならない問題となり，殊に植物学者の間で議論が多い。しかしこうなると種を理解するためには，「問題は二つの種が雑種生産をするか否かではなく，雑種生産をしている二つの種が，はっきりした独自の生態学的および進化的役割りを失うか否かにある (GRANT 1981, p. 84)」ようになる。雑種生産をしているにも拘らず，いつまででも（例えば鮮新世から現在まで），

二つの植物の種が融合しないでいる（STEBBINS in MAYR 1982, p. 284）となると，ここでも又それらの種の進化的役割りを長い時間にわたって保っている機構を考慮しなくては，'種'の理解はむずかしくなって来る。そしてどんな機構が種の性質を保ち，どんな機構でそれが変わるのだろう。

化石を層位学的に地質時代の決定に使う限りにおいては，実用的には旧来の'種'の取扱いで何等差支えないということで，古生物学者は'種'の問題を看過しがちであった。生殖的な隔離を強調した生物学的な'種'の概念が提唱されても，化石では生殖的な隔離はテスト出来ないと考えてそれを無視するか，一層準から産出する化石は，次元的な拡がりのない'種'に準じて取扱えると考えてそれを適用するか，いずれにしてもあまり積極的関心は示さなかった。しかしひとたび進化や系統の問題に立入れば，化石からたどれる系統には，種を分けるに十分な位長い間隙によって分断されているつかのまの種（transient species）（IMBRIE 1957, p, 132）が多いと思いこんで，いつまでも時間的な延長を考慮しないでいると云うわけには行かなくなった。SIMPSON (1961, p. 153) は進化的な'種'の概念を「他からわかれて進化し，そしてそれ自身統一された進化的役割りと傾向を持った系統（祖先から子孫への集団の連続）」と定義した。これは'種'と云うよりは系統の定義であった（MAYR 1982, p. 294）。SIMPSON は定義を説明して，任意の時間的断面を作った場合進化的な'種'と生物学的な'種'とは一致すると述べ，生物学的な'種'の概念との重複部が整合であること（整合性の要請 HEMPEL 1966, p. 92）を強調し，また形態的な類似や相違は適応を介して進化的役割りと関係すると述べて概念の経験的意味を補足した。しかしこの概念には，時間的に連続した系統のどこに一つの種分類群の始まりと終りの境界を置くかについての示唆は含まれていなかった。

IMBRIE（1957, p. 150, 151）は系統と云う連続体を種分類群に分割する3つの可能性をあげた。第1は種分類群の間の境界を系統の分岐するところに置くことであり，第2は層位学的な境界を借りて種の境界としようと云うもので，人間でないまでも堆積現象にたよる任意的なものである。第3は系統的に連続した種（successional species）に相当する系統の一部分の間の形態学的な差異の量が，時代を同じくする近縁の二種の間の差異の量と同じになるように，分類学的な境界を引くと云う人為的な工夫である。これらは種間の関係を枝状にあらわし，種分化を分岐で示すと云う発見的な価値のとぼしい表示法（HANAI 1977, p. 85）で満足して，種分化の機構に注意をしなかった，当時の古生物学者の系統の分割に関する意見を代表していた。

分岐論（cladistics）もまた時間的次元における種の境界の決定に力をそそいでいる。HENNIG（1966, p. 58）は「時間を通じての縦断面における種の境界は，結局二つの種分化の過程によって決定されるだろう，即ち一つはそれを通じて種が独立した生殖的社会として生ずる，そしてもう一つはそれを通じてこの元の集団の子孫が均質な生殖的な社会としての存在をやめる」と述べており，これが分岐論者の種の時間的境界決定の基調をなしている。最近の分岐論者の'種'の定義は MAYR と SIMPSON の定義を統合し，且つ操作主義からの要請をなるべく満足させるように心がけている。従って多少の相違はあっても系統的には SIMPSON の概念に近く（cf. WILEY 1981, p. 25），また生物学的には MAYR の概念に近い。事実 ELDREDGE and CRACRAFT（1980, p. 93）は「MAYR と SIMPSON の定義は我々〔ELDREDGE and CRACRAFT〕が採用している定義と全く矛盾しない」と述べている。

系統と云う連続体を有意に分割するには，種分化の過程をたどる必要がある。現在種分化の最も普通の様式と思われているのは，異所性の種分化である。この説の現在の基盤は MAYR（1942, 1963）によって完成された。新しい種は親の種の縁辺部に地理的に隔離された遺伝子拡散の殆どない大変小さな集団から，厳しい物理的，生物的環境下で遺伝的な再編成が行なわれることにより，極めて急速に生ずると云うものである。しかし隔離される集団の大きさは受精した一匹の雌ということすら考えられ（MAYR 1942, p. 237），また種分化は数百年から数千年（GOULD 1980, p. 61）の短かさでも起り得るとなれば，種分化は化石記録には残りそうにもない。種分化に際し隔離された創設者の小集団には，親の集団のもっている全遺伝的変異のうちのほんの一部の変異しか存在していないために，このような小集団は遺伝的な再編成

を受けやすい（創設者効果，founder effect, MAYR 1942, p. 237)。そしてこれと対照的に大きな集団では進化はのろい。有利な対立遺伝子ですらゆっくりと拡がり，遺伝的ホメオスタシスが変異に強く抵抗する（MAYR 1982, p. 602)。MAYR の異所性種分化の概念を地質学的時間へ推測的に挿入すれば，種分化が跳躍的であろうと漸移的であろうと，そのあとの分布域の拡大後，種が絶滅するまで殆ど形質に変化がないと云うことになり，その系統はいわゆる「分断された平衡 (punctuated equilibria)」のパターンをとることになる。そして化石記録では地域的な地質断面を見るかぎり，新しい種が突然出現し，体の大きさは別としても，殆ど形を変えることなく継続して突然消失する (ELDREDGE and GOULD 1972, GOULD 1984, p. 24)文末注3)。種分化のこの急速な変化に種のはじまりを置き，その系統の絶滅点に種の終りを置くこと（MAYR 1982, p. 295）には誰も異論はない。こうすればヒトの祖先がこの様な急速な変化を経てきている限り，ヒトと云う種分類群の中に，ある種の原生動物まで入ると云う漸移説的危惧はなくなる。「分断された平衡」は元来系統漸移説への代案として主張されたものであった。

しかし一方，一つの種が時間と共にその遺伝的構成を変えて，その表現型が別の亜種や種と思われるまでに変化して行く，いわゆる系統的種形成の場合に，この連続体をどう取扱うかは，古生物学者の意見のわかれるところだった。多くの議論がなされたが，いずれも「〔記述的に〕定義の下せないものを〔規約的に〕定義する（AGER 1956, p. 105)」という無理が前提になっていた。SYLVESTER-BRADLEY (1951, p. 94）は地理的亜種と時間的亜種に類似点があるとして，ある任意の形質について二つの集団の平均値の95%の信頼区間が重複しなければ亜種が異なり，また HALDANE（1949, p. 52）に従って，二つの集団が標準偏差のプラス・マイナス2倍の範囲で重複しなければ種が異なるとした。SIMPSON (1961, p. 165) も「連続した系統を分割する人為的でないような方法はない」と述べ，ある任意の二層準からの集団の変異幅が重複していなければ，これらの二集団は別種の分類群とし，両者の境はその時間的中間におけばよいと説明した。こうなると，このような人為的な種分類群や亜種分類群の模式標本は，単に名称を背負わされていると云う言語学的機能のほかに，模式標本の周辺にある集団を一つに集めて，人為的な種分類群または亜種分類群をまとめあげる機能も持ってくる（SIMPSON 1961, p. 186)。人為的な種や亜種は‘種’の概念とは何の関係もない，問題は‘種’の概念が自然界に存在する種にどの位近いかにある (WILEY 1981, p. 21)。

生層位学的な取扱いは別として，古生物学的には変異がどの様に時間空間に分布しているのか，変異の分布は何と相関し，何が原因で時間と共にどのように変わるのかがわからなければ，系統的種形成の否定をも含めて，系統をどう取扱うのがよいかわからない。地理的亜種を命名することに対して GOULD and JOHNSTON (1972, p. 488）は，「名称の茂みの中に動的な適応の最も魅力的な例のあるものを埋めてしまった。それは進化理論の中心的現象の研究を，分析する人でなくカタログ作りの人の仕事に割当ててしまった。それは連続性を多少とも独断的に，便宜のための入れものへ分配した。それは本来静的な命名法を進化の最も動的な側面に押しつけた」と批判した。この批判はそっくりそのまま，連続した系統を種分類群や亜種分類群へ人為的に分割することにもあてはまる。そうなれば亜種の模式標本はせいぜい亜種分類群だと思っていたものが，種分類群だったという来るか来ないかわからない時の云わば予備の役しかしない。しかし研究の目的が進化の機構であろうと，系統という歴史の編成であろうと，はたまた生層位学的区分であろうと，ひとたび種内の何等かの集合に名称を与えるのがよいと考えられる時は，その集合を人の心の中では交わらないように規約的に定義しその要素の一つを保存すれば，それはその名称の模式標本としての役割りをはたすだろう。

SELANDER (1971, p. 76）は「亜種，種および属の命名法の歴史を見ると，次から次へと喜劇のような誤りばかりが眼につくので（DWIGHT 1904）忘れてしまうのが一番よいのだ！」と述べている。それにも拘らず生物の学名と云う記号が普遍的で，安定してその適用される対象の範囲を他に伝えなければ，生物学や古生物学は混乱してしまう。

模式標本は生物学的には生物の個体の集合中より一個取り出した標本にすぎないけれど，国際動物命名規約にも明記されているように，国際的義務として，我々が必ず安全に保管しておかなければならない，一つの種に属する個体の集りと云う時間的空間的に実在する指示物を適切に指し，それを出来るだけ正確に記述するような定義を持った，学名と云う記号で表わそうとする時に必要な，言語学的にはかけがえのない存在なのである。

謝辞

この総説は地学協会の坂倉勝彦理事の要請によって書かれたものである。原稿は次の方々に読んでいただき貴重な意見を得た。鎮西清高・浜田隆士・速水格・小畠郁生・小沢智生の諸氏である。深く感謝する。

注1. POPPER は方法論的本質論を方法論的唯名論と比較して説明している。唯名論は個体を強調している点では集団の思考の先駆をなすものであるが，個体のみが存在し，種の境界は人によって作られたものと考え，従って種分類群に属する個体の共有するものは名称だけであると主張する。唯名論では「言語を本質の名前としてでなく，どちらかと云えば研究の補助の道具として考えている（POPPER 1966, p. 32)」。それでその命名法は後述する亜種の命名法と構造的には変らない。

注2. OGDEN and RICHARDS は三角形の頂点の部分に思考または指示を置いたが，実在の種分類群と学名の関係を説明するだけの目的のために，ここでは分類学者の意識即ち心の状態や作用と勝手に変えた。従って心としたところはそのように理解してほしい。そうなれば心の動きには F. DE SAUSSURE のように概念（所記）と視覚映像（能記）のかたく結ばれたものをあて，また象徴には学名を，指示物には実在する一つの種分類群に属する個々の個体の集りをあて，これと分類学上の種分類群と云う心性対象との間の区別に留意すれば理解し易いかも知れない。

注3. 最近の種分化の分子，個体，集団のレベルからの多角的な研究は，異所的種分化の他に，地理的な隔離を伴なわない，接所的および同所的種分化が，時間と共にあまり場所を変えないかまたは生態的地位がごく限定された生物に見られることを明らかにしている。しかしいずれの場合も，種分化は小集団に極めて急速に起ることに変りはない（BUSH 1975)。

参考文献

AGER, D. V. (1956) : Geographic factors in the definition of fossil species. In SYLVESTER-BRADLEY〔ed.〕The species concept in palaeontology, *Syst. Assoc. Publ.*, no. 2, 105, 106.

BUSH, G. L. (1975) : Modes of animal speciation. *Annu. Rev. Syst. Ecol.*, 5, 339-364.

DOBZHANSKY, T. (1951) : *Genetics and the origin of species*. 3rd. ed. New York : Columbia Univ. Press. 364pp. 駒井卓・高橋隆平訳/培風館 1953.

DWIGHT. J. Jr. (1904) : The exaltation of the subspecies. *Auk*, 21, 64-66.

EHRLICH, P. R. and P. H. RAVEN, (1969) : Differentiation of populations. *Science*, 165, 1228-1232.

ELDREDGE, Niles and Joel CRACRAFT (1980): *Phylogenetic patterns and the evolutionary process, method and theory in comparative biology*. New York: Columbia Univ. Press. 349 pp.

—— and S. J. GOULD (1972) : Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. In SCHOPF〔ed.〕*Models in paleontology*. San Francisco: Freeman, Cooper and Co. 82-115.

江崎悌三 (1965)：動物の学名. 馬渡静夫改訂加筆. 岡田他編，新日本動物図鑑. 下巻. 東京：北隆館 703-716.

GOULD, S. J. (1980) : *Ever since Darwin. Reflections in natural history*. New York: Pelican Books. 285pp. 浦本昌紀・寺田鴻訳/早川書房 1984.

—— and R. F. JOHNSTON (1972) : Geographic variation. *Annu. Rev. Syst. Ecol.*, 3, 457-498.

GRANT, Verne (1981) : *Plant speciation*. 2nd ed. New York : Columbia Univ. Press. 563pp.

HALDANE, J. B. S. (1949) : Suggestions as to quantitative measurement of rate of evolution. *Evolution*, 3, 51-56.

HANAI, T. (1977) : Future problem for systematic study of Japanese ostracods. *Univ. Mus. Univ. Tokyo, Bull.*, 12, 84-86.

HEMPEL, C. G. (1966) : *Philosophy of natural science*. Foundations of philosophy series. Englewood Cliffs : Prentice-Hall, Inc. 黒崎宏訳/培風館 1977.

HENNIG, Willi (1966) : *Phylogenetic systematics*. translated by D. D. DAVIS and R. ZANGERL. Urbana : Univ. of Illinois Press. 263pp

IMBRIE, J. (1957) : The species problem with fossil animals. In MAYR 〔ed.〕 *Species problem. A symposium presented at the Atlanta meeting of the Amer. Assoc. for Adv. Sci., Dec. 28-29,* 1955. Washington D. C. : Amer. Assoc. Adv. Sci., 125-153.

KUHN, T. S. (1962) : *The structure of Scientific revolution*. Chicago : The Univ. Chicago Press. 172pp. 中山茂訳/みすず書房 1971.

MAYR, Ernst (1942) : *Systematics and the origin of species*. New York : Columbia Univ. Press. 334 pp.

—— (1963) : *Animal species and evolution*. Cambridge : Harvard Univ. Press. 797pp.

—— (1969) : *Principles of systematic zoology*. New York : McGraw-Hill Book Co. 483 pp.

—— (1982) : *The growth of biological thought. Diversity, evolution, and inheritance*. Cambridge : Harvard Univ. Press. 974 pp.

——, E. G. LINSLEY and R. L. USINGER (1953) : *Method and principles of systematic zoology* New York : Mc Graw-Hill Book Co. 328 pp.

MICHENER, C. D. (1963) : Some future developments in taxonomy. *Syst. Zool.*, 12, 151-172.

OGDEN, C. K. and I. A. RICHARDS (1923) : *The meaning of meaning. A study of the influence of language upon thought and of science of symbolism*. New York : H. B. J. Book. 363 pp. 石橋幸太郎訳/新泉社 1967.

POPPER, K. R. (1966) : *The open society and its enemies. 1. Plato*. 5th ed. Princeton : Princeton Univ. Press. 361 pp. 武田弘道訳/世界思想社 1973 : 内田詔夫訳/未来社 1980.

RENSCH, Bernhard (1929) : *Das Prinzip geographischer Rassenkreise und das Problem der Artbildung*. Berlin : Borntrager

RUDWICK, M. J. S. (1972) : *The meaning of fossils. Episodes in the history of Palaeontology*. London : Macdonald. 287 pp. 大森昌衛・高安克己訳/海鳴社 1981.

SELANDER, R. K. (1971) : Systematics and speciation in birds : In FARNER and KING 〔eds.〕 *Avian Biology*. New York : Academic Press. 57-147.

SIMPSON, G. G. (1940) : Types in modern taxonomy. *Amer. Journ. Sci.*, 238, 413-431.

—— (1961) : *Principles of animal taxonomy*. New York : Columbia Univ. Press. 247 pp. 白井謙一訳/岩波書店 1974.

SYLVESTER-BRADLEY, P. C. (1951) : The subspecies in palaeontology. *Geol. Mag.*, 88, 88-102.

東大落語会 (1969) : てれすこ，東大落語会編 落語事典．東京：青蛙房，310, 311.

WILEY, E. O. (1981) : *Phylogenetics. The theory and practice of phylogenetic systematics*. New York : John Wiley and Sons. 439 pp.

WILSON, E. O. and W. L. BROWN, Jr. (1953) : The subspecies concept. *Syst. Zool.*, 2, 97-111.

地学雑誌 93-7 (1984)

放散虫化石の生層序における役割について

中世古 幸次郎*

An Essential Role of Radiolarian Fossils in Biostratigraphy

Kojiro NAKASEKO

I. まえがき

日本での放散虫化石の研究は四国四万十帯から江原真吾によって報告されたことに始まる (YEHARA 1926)。それ以後，放散虫の研究は，秩父帯や新第三紀層で行われてきたが，四万十帯からは皆無の状態であった。

1979年，四万十帯のいくつかの地点から放散虫化石の個体が摘出され，深海掘削計画などで報告されている白亜紀放散虫群集と対比された (中世古ほか 1979)。その結果，放散虫化石により年代決定の可能性が示された。つづいて美濃丹波帯および三宝山帯の中・古生層の泥岩中から放散虫化石が摘出され，その年代はジュラ紀であることが判明した (中世古 1979，平ほか 1979)。これらの事実は，従来の日本列島形成史の諸説に再検討を迫った。以来，中・古生代の放散虫化石の研究は全国的に広がり，その成果の第一弾は，1982年6月に刊行された論文集にまとめられた (大阪微化石研究会誌 1982)。

放散虫化石の研究は，その後も盛んに行われ，地質学会や古生物学会に多数の成果が発表されている。このような現状を，"放散虫革命" と呼んでいる人もいる。

中・古生代の放散虫化石の研究が盛んになって以来約5年の歳月を経た。その研究活動にはめざましいものがあるが，研究者の大部分は微化石にたいする研究歴が浅く，いくつかの問題がある。研究の反省をかねて，広く生層序学的な視点から放散虫化石の問題点や役割について述べたい。

II. 地層区分と生層序

ステノースミス以来，地質学の研究者は，地層を区分し，化石を調べ，地質系統の確立に努力してきた。19世紀や20世紀の初めのように，地質学の研究が欧州を中心として，少数の優秀な研究者によってすすめられていた間は，地層の分類について大きな混乱や矛盾が少なく，もし研究の途中で混乱が生じても修正され，致命的なものにはならなかった。

地層の分類は，岩石の性質のほかに，①岩相区分，②時間岩相的または時間層序的区分，③時間的区分となり，これらの関係から地質系統が組上げられていった。地質学の研究が各大陸で次第にすすむにつれて，大陸間の対比に混乱が生じてきた。そこで1932年にアメリカで，地層の分類や命名上の規約を制定しようという動きがおこった。

この問題に対して，日本で最も熱心に取りくんだのは，池辺展生である。池辺は，岩相区分から時間層序区分への移行に対して，生層序を導入し，それを独立させた。池辺は地層区分に対して標準区分，層序区分，岩相区分，化石群単位にわけ，欧州の標準層序とそれ以外の地方での同一地質区内の標準層序とをわけた。さらにこの考えにもとづき "Letter nomination" を提案し，日本の新生界をA—Kに区分し，

* 大阪大学教養部地学教室 Institute of Geological Sciences, College of General Education, Osaka University

それぞれについて模式層序を設定し，それらを規定している（池辺 1948)。また，その中で従来の大型化石は産出が断片的あるいは断続的であることを指摘し，連続した断面での微化石による生層序の設定がきわめて重要であることを力説している。

地層に含まれる化石により分帯し，対比し，相対的な年代を決定する生層序学は地層分類の一つの手段として発達し，化石の種や群集の時空的な変遷を究明する中で，地質学の一部門を築くようになった。しかし対象とする地質時代や化石によって，また各個人間で生層序に対する考え方や内容がかなり相違している。

III. 小型有孔虫による生層序

アメリカにおいて石油地質学の進展に伴い，掘削された各ボーリングにおける地層の対比が必要となり，小型有孔虫がその手段として取り上げられた。その結果，有孔虫化石の研究が急速に盛んになったが，それはアメリカだけにとどまらず各国でも油田開発と平行し，調査研究がすすめられた。しかし，当時は底生有孔虫が研究の対象であり，その特性から堆積環境に規制され，同一時代でも岩相により異なった群集が産出する。従って群集の類似性は云々できても同時性について云々できる保証がない。この問題を克服するために岩相の変化の乏しい断面で有孔虫群集を設定し，その中から生存期間が明らかになった特徴種を摘出し，Zone を設定し，時間層序単位の設定が行われた（KLEINPELL 1938)。それでもなお，底生有孔虫の地理的分布は狭く，対比可能な地域は限定される。底生有孔虫のこの不十分性を補うものとして浮遊性有孔虫が登場してきた。

年代決定に用いられる標準化石は，生存期間が短く，地理的分布の広いものが最も有効である。地理的分布が広いという点からみると，浮遊性の化石は，広域対比にきわめて有効であることは古くから何人かの研究者によって指摘されている。

浮遊性有孔虫を広域対比に用いるように最初に提案したのは THALMANN で，彼は白亜紀の浮遊性有孔虫の研究に基づき指摘している。

その後，白亜紀を中心として SCHENCK, BORNNIMANN *et* BROWN などによって研究が進められ大きな成果をあげた。

新生代については，CUSHMAN などによって研究が進められたが，浮遊性有孔虫の生層序学的研究が盛んになったのは，BOLLI (1957) の Trinidad のものや BLOW (1959) の Venezuela における分帯の設定以降である。この間，LEROY (1948) はスマトラ油田の調査で *Orbulina* の基準面を設定し，その重要性を論じている。この基準面の設定は今日の datum plane の考え方の走りとなった。

日本においては斎藤常正が最初に浮遊性有孔虫の生層序学的研究を開始し，日本の中新世について 8 帯および 2 亜帯を設定し，国際的な対比を試みた (SAITO 1963)。その後，日本の新第三紀においても多数の坑井を中心に調査研究がすすめられ，浮遊性有孔虫による分帯が設定された（新保，米谷 1969)。

浮遊性有孔虫の生層序学的研究が盛んになるのと平行して他の浮遊性微化石，石灰質ナンノプランクトン・放散虫・珪藻などについても研究がすすめられた。特に深海掘削計画 (DSDP) の調査が開始され，海洋の堆積物における生層序の成果がつぎつぎに発表され，1970年代初めには新生代の浮遊性微化石による生層序はほぼ確立された。

IV. 放散虫化石による生層序

IV・1 生層序における有効性

放散虫の生層序学的研究は，EHRENBERG (1875) に始まり，その歴史は永いが，生層序における有効性や価値については，1950年代までは殆ど評価されなかった。

放散虫は殻が珪質のため，石灰質の微化石に比して化石として保存され易い。また外洋性の浮遊性生物

であり，多くの海成層から産出し，広域の対比が可能である。さらに古生代から現世まで生息し，すべての地質時代の層準から産出する。

しかしこのような種々の利点をもつ放散虫化石は，永い間古生物学的な研究対象として選ばれる機会が少なかった。その最も大きな理由としては，硬い岩石中からの個体の分離・摘出が困難であることが挙げられる。また，古生代から現世まで生息し，恐らく進化の速度が遅く，とうてい標準化石にはならないだろうと考えられたのもその理由の一つにあげることができる。

1940年代半ばに CAMPBELL *et* CLARK はカリフォルニアの上部白亜紀，始新世，中新世の放散虫化石を研究し，それらを詳細に記載した。その結果をみると，それらはすべて新種として記載されているが，各時代によって特徴的な群集がみられた。このことは，すでに放散虫が年代決定に有効であることを暗に示しているものと思われる。

その後 RIEDEL により陸域の新生代層や海底堆積物中の放散虫の研究がすすめられ，放散虫が年代決定に有効なことが，次第に明らかにされていった（RIEDEL 1952, 1953, 1954, 1959）。

放散虫化石が年代決定に有効であることを明確に示したのは HAYS (1965) である。彼は南極海のピストンコア中の放散虫を研究し，後期鮮新世から現世までに対して5つの放散虫による Zone を設定した。彼は同時に，コアの古地磁気の測定を行い，各コアにおける放散虫分帯の古地磁気逆転史の中での位置が互いに一致することを示した。これによって放散虫の生層序における有効性は広く認められることになった。

IV・2 各地質時代における生層序

1960年代以後の微化石層序学の中心は，浮遊性微化石による海洋堆積物の生層序へと移行し，1968年深海掘削計画の進行につれて，その傾向を益々強くした。

新生代の生層序の設定については，研究のすすんでいる浮遊性有孔虫との比較検討が必要である。ところが一般的に放散虫化石の多産する試料中には有孔虫化石の産出が全くないか，きわめて少ないという傾向があり，両者を直接比較することが困難であった。しかし，深海掘削計画がすすむにつれて，両者が共産する試料も次第に多くなり，1970年代の初めには新生代の放散虫分帯が確立され，多くの種の出現と消失の層準が次第に明らかにされた（RIEDEL *et* SANFILIPPO 1970, 1971）。

日本においても裏日本新第三紀を中心に研究がすすめられ，放散虫の生層序が設定され，RIEDEL の分帯と対比された（中世古，菅野 1973）。また，産出する主要種についてのいくつかの基準面も示されている（SAKAI 1984）。

1960年代後半から放散虫化石の研究の中心は，次第に中・古生代のものに移ってきた。陸域において大型化石や微化石で年代が確定されている地層について，北米やヨーロッパで詳細な放散虫化石の古生物学的および生層序学的研究がすすめられた。また，海域では深海掘削計画によるボーリングコアの中で，白亜紀やジュラ紀後期に達するものがあり，白亜紀後期のものについては，浮遊性有孔虫化石を，ジュラ紀以降のものについては石灰質ナンノプランクトン化石を基準として放散虫の生層序が設定された。

ジュラ紀後期より以前のものは，海洋では現在のところみられず，陸域に求めざるをえない。三畳紀や二畳紀については，主としてコノドントを基準として生層序が立てられた。

ところで，日本では“地向斜”堆積物とされている中・古生代の地層は，大型化石をほとんど含まず，地質構造は極めて複雑である。この化石の少ない地層中から放散虫化石が多数摘出され有力な年代指示者として登場してきた。

この地質構造の複雑なところでどのようにして生層序を設定するかということは，きわめて困難な問題である。しかし放散虫化石は他の微化石に比して，その産出量や種数がきわめて多い。従って複数の特徴種と随伴種の組み合わせで，群集を識別することはかなり容易である。一方，放散虫化石の研究が西南日本を中心として，多数の研究者により，多くの断面において，しかも膨大な量が処理され，その結果が次

Era	Age		Zones
CENOZOIC	Quaternary		*Lamprocyrtis haysi*
	Pliocene		*Pterocanium prismatium*
			Spongaster pentas
	Miocene	Late	*Stichocorys peregrina*
			Didymocyrtis penultima
			Didymocyrtis antepenultima
		Middle	*Diartus petterssoni*
			Dorcadospyris alata
		Early	*Calocycletta costata*
			Stichocorys wolffii
			Stichocorys delmontensis
			Cyrtocapsella tetrapera
	Oligocene		*Lychnocanoma elongata*
			Dorcadospyris ateuchus
			Theocyrtis tuberosa
	Eocene	Late	*Thyrsocyrtis bromia*
			Podocyrtis goetheana
			Podocyrtis chalara
		Middle	*Podocyrtis mitra*
			Podocyrtis ampla
			Thyrsocyrtis triacantha
		Early	*Theocampe mongolfieri*
			Theocotyle cryptocephala cryptocephala
			Phormocyrtis striata striata
			Buryella clinata
			Bekoma bidartensis
	Paleocene	Late	

Era	Age		Zones
MESOZOIC	Cretaceous	Late	*Theocapsomma comys*
			Amphipyndax pseudoconulus
			Patellula planoconvexa - Theocampe urna
			Holocryptocanium barbui - Holocryptocanium geysersensis
		Early	*Acaeniotyle umbilicata*
			Eucyrtis tenuis
			Sphaerostylus septempo-ratus
			Obesacapsula rotunda
	Jurassic	Late	*Parvicingula altissima - Mirifusus mediodilatatus*
			Tricolocapsa sp. O
		Middle	*Stylocapsa* (?) *spiralis*
			Tricolocapsa conexa
			Tricolocapsa plicarum
		Early	*Hsuum* sp. B
			Parahsuum sp. D
			Parahsuum simplim
	Triassic	Late	*Canoptum triassicum*
			Capnodoce arapetes
		Middle	*Triassocampe deweveri*
PALEOZOIC	Permian		*Neoalbaillella*
			Follicucullus
			Pseudoalbaillella
	Late Carboniferous		*Albaillella*

第1表 後期石炭紀から第四紀までの放散虫生層序
(新生代は RIEDEL *et* SANFILIPPO 1978 を，中生代は主として日本のものを，古生代は HOLDSWORTH & JONES 1980 および日本のものを参照して編集した)

々に発表された。その際，発表にあたって走査電顕の写真が掲載されたので，各個人の種などの同定の差異を容易にみきわめることができた。こうして識別された群集をもつ地層の分布や産状がしらべられ，群集帯相互の関係が次第に明らかにされ，古生代後期から白亜紀末まで日本独自の放散虫生層序が設定された。

現在世界的にみると古生代は，日本およびヨーロッパで，中生代は，深海掘削計画のものを始めとして北米，日本およびヨーロッパなどで，多数の放散虫生層序が設定されている。しかし新生代のように全体が整理されていないのが現状である。

V. 放散虫の生層序における問題点

V・1 生層序の設定について

生層序の設定にあたっては，整合一連の連続した断面で行われるが，そのような断面においても堆積の間隙がみられ，層序的不整合が存在する。深海底においてすら堆積の間隙が各所に認められている。また，どの微化石においても化石の保存条件などにより完全に連続して産出することはきわめて稀である。

放散虫の殼は珪質で化石として保存され易い。この特性を利用し，石灰質の微化石が溶解してしまって産出しない層準からも産出が期待できる。従って石灰質微化石のデータの不足部分を補足することにより全体として連続した精度の高い微化石層序の設定が可能である。この点が放散虫の生層序における大きな役割の一つである。

一方，放散虫の殻が強固で保存され易いことは逆に再堆積をおこす危険性がある。従って各種の消失層準の設定には十分な注意が必要であると同時に，産出頻度の高い試料を中心に取り扱うことが肝要である。

放散虫の生層序におけるもう一つの役割は，古生代から現世までの生層序が設定できる点にあると思われる。各地質時代における放散虫化石は，それぞれ特徴的なグループがみられ，それらによって時代区分が可能である。そして各グループの進化系列や類縁関係が明らかにされれば，放散虫の生層序における価値は一層高まるであろう。

種類の多い放散虫について類縁関係を明らかにするには多大の時間を要するが，将来進化系列を基準として分帯されるよう努力すべきである。そのためには放散虫を単に年代の指示者として使用するだけでなく，古生物学的研究を進めることが大きな課題であると思われる。

V・2 分帯の年数幅について

現在設定されている放散虫の分帯の年数幅はどの程度であろうか。

古生代の二畳紀は3～4の Zone が設定されている。三畳紀では前期の放散虫についてあまり明らかでなく，中・後期で3つの Zone が設定されている。これを基にすると，二畳紀および三畳紀の各 Zone は約 10×10^6 年となる。ジュラ紀は放散虫が爆発的に発展した時代でもあり，多くの研究がある。日本では8つの Zone にわけられている。これらの Zone の期間は約 8×10^6 年となる。白亜紀では6～7程度の分帯が適当と考えられる。そうすると各 Zone の年数は約 10×10^6 年という結果となる。

第三紀の暁新世では Zone が設定されていない。始新世は，放散虫が著しく分化した時期であり，12の Zone に分けられており，最下部を除き，約 1.5×10^6 年という結果となり，分帯の年数幅は短い。

漸新世は，放散虫化石の産出が少なく，多様性も低く，最下部中新世を含めて2つの Zone しか設定されていない。その期間は約 9×10^6 年となる。中新世は，7つの Zone に分けられ，約 $2.9\sim2.3\times10^6$ 年となる。

鮮新世は，上部中新世を含め，3つの Zone が設けられ，約 1.9×10^6 年となる。第四紀については，地域によっては細分されているが，大きくは一つの Zone として取り扱うべきと思われる。

以上の結果を総括すると，分帯の年数幅は概略中・古生代では，約 $10.0\sim8.0\times10^6$ 年，新生代では約 $5.0\sim3.0\times10^6$ 年ということになる。

現在の中・古生代の放散虫分帯の精度は，大型化石，例えばジュラ紀のアンモナイトによる61帯の分帯などに比するときわめて低い。また，他の微化石と比較しても，始新世を除き精度は低い。

このような低い精度は放散虫それ自体各種の生存期間が永いことに起因するが，研究の量や精度に関係する点も多い。将来研究がすすめばより細かい分帯が設定されるものと期待される。

V・3 化石帯の地域性について

浮遊性微化石が広域対比にきわめて有効であり，各大陸間の対比やさらに全地球的な分帯が可能なように思われてきた。しかしそれらは生息環境に影響され，生息域が限定される。従って，各地域に設定された分帯には地域性がある。例えば新生代のものは低緯地帯で設定されており，日本のような中緯度地帯では適用できない。

放散虫の生態の研究はおくれていたが，最近この分野での研究が急速に進みつつある。放散虫は生息域が，地理的にも深度的にも有孔虫と比較して広く，各地質時代の古海洋環境や大陸移動の様相の解析にも迫りうるものと期待される。そのためには，化石として産出する珪質の殻をもつ Polycystina のグループの生態学的研究を今後一層発展させる必要がある。

V・4 標準層序との関係について

年代層序区分の基本的単位である階については，その模式地はヨーロッパにあり，この標準層序との対比が必要である。しかしこれらの地域は大部分浅海性の堆積層であり，放散虫化石の産出は，殆ど期待できない。勿論，標準層序との対比について努力はなされてきたが，その結果は十分とはいえない (RIEDEL *et al.* 1974)。

ところで日本の中生代の放散虫研究者間では，ヨーロッパ，北米および深海掘削計画の結果にみられる群集と日本でみられる群集が著しく類似していることから，それらを引用して直接階名を付し，年代を云々する傾向がある。しかし日本においても現時点ではごく僅かであるが，放散虫化石と年代の明確な大型化石や微化石が共産する地点が報告されている。従ってこれらの試料に基づき日本における放散虫群集の年代を究明することはきわめて重要な課題であると思われる。

VI. あとがき

最近の放散虫化石の研究の成果は著しいものがあり，特に大型化石の産出の稀な“地向斜”堆積層の解析に威力を発揮しつつある。その化石としての保存，産出量，広域対比などの優位性は，今後の研究の進展の中で益々その成果が期待できる。現在は，他の化石に比して研究歴が浅く，その精度は低いが，古生代から現世までの海成層のすべての層準から産出するという強みを持っている。

生層序は，地層を区分し，地質系統を確立するという中で発展してきた。つまり地史的事件を識別し，時代を区分するのが，生層序の一つの大きな目的である。生層序における同時性の追及は基本的事項ではあるが，地史的事件の究明にデータを提供することがより重要であると考える。その観点からみて放散虫の生層序における役割は，今後ますます大きくなるものと思われる。

日本においては放散虫研究が盛んになるにつれて，その研究人口も急速に増大し，ソ連に次いで多い。また，その研究の量や質においても他国をしのぐものがある。このような現状を深く認識し，今後の放散虫の研究の発展を望んでやまない。

文献

BLOW, W. H. (1959) : Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, Eastern Falcon, Venezuela. *Bull. Am. Paleontology*, **39**, no. 178, 67-251.

BOLLI, H. M. (1957) : Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I., *U. S. Natl. Museum, Bull.*, **215**, 155-172.

CAMPBELL, A. S. and CLARK, B. L. (1944a) : Miocene radiolarian faunas from Southern California. *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, no. 51, 1-76.

—— (1944b) : Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California. *Geol. Soc. America, Spec. Papers*, no. 57, 1-61.

CLARK, B. L. and CAMPBELL, A. S. (1945) : Radiolaria from the Creyenhagen Formation near Les Bans, California. *Geol. Soc. America, Mem*, no 10, 1-66.

第1回放散虫研究集会論文集 (1982)：大阪微化石研究会誌，特別号，No. 5.

EHRENBERG, C. G. (1875) : Fortsetzung der microgeologischen Studien als Gesammt-Uebersicht der mikroskopischen Paläeontologie gleichartig analysirter Gebirgsarten der Erde, mit specieller Rucksicht auf den Polycystinen-Mergel von Barbados, *Abh. Kgl. Akad. wiss.*, Berlin, 1-226.

HAYS, J. D. (1965) : Radiolaria and late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas. *Biol. Antarctic Seas*, 2, Antarctic Research Ser. 5 (Amer. Geophys. Union), 125-184.

池辺展生 (1948) : "Letter nomination" について. 地学団体研究会誌, 2, 2号, 1-12.

KLEINPELL, R. M. (1938) : Miocene stratigraphy of California. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, Oklahoma, 87-97.

LEROY, L. W. (1948) : The Foraminifera *Orbulina universa* d' ORBIGNY suggested middle Tertiary time indicator. *Jour. Paleont.*, 22, no. 4, 500-508.

中世古幸次郎 (1979)：放散虫化石からみた日本列島地史に関する2，3の問題. 大阪微化石研究会誌, no. 7, 19-26.

——・西村明子・菅野耕三 (1979)：四万十帯の放散虫化石の研究 (白亜系放散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 2, 1-49.

——・菅野耕三 (1973)：日本新第三紀の化石放散虫分帯. 地質学雑誌, 79, no. 8, 23-33.

RIEDEL, W. R. (1952) : Tertiary Radiolaria in Western Pacific sediments. Goteborgo Kgl. Vetensk.-och *Vitterherts-Samhalles Handle.*, folj, 7. ser. B, 6, no. 3, 1-18.

—— (1953) : Mesozoic and late Tertiary Radiolaria of Rotti. *Jour. Paleont.*, 27, no. 6, 805-813.

—— (1954) : The age of the sediment collected at *Challenger* (1875) Station 225 and the distribution of *Ethmoiscus rex* (Rattray). *Deep-Sea Research*, 1, 170-175.

—— (1959) : Oligocene and Lower Miocene Radiolaria in tropical Pacific sediments. *Micropaleontology*, 5, no. 3, 285-302.

RIEDEL, W. R. and SANFILIPPO, A. (1970) : Radiolaria, Leg 4, Deep Sea Drilling Project. *In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, IV, Washington D. C. (U. S. Goverment Printing Office), 503-575.

—— (1971) : Cenozoic Radiolaria from the western tropical Pacific, Leg 7. *In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, VII. Washington D. C. (U. S. Goverment Printing Office), 1529-1672.

RIEDEL, W. R., SANFILIPPO, A. and CITA, M. B. (1974) : Radiolarian from the stratotype Zanclean (Lower Pliocene, Sicily). *Riv. Ital. Paleontol.*, 80, no. 4, 699-734.

SAITO, T. (1963) : Miocene planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.)*, 35 (2), 123-209.

SAKAI, T. (1984) : Neogene Radiolarian datum planes of the Equatorial and North Pacific. Pacific Neogene datum planes : Contribution to Biostratigraphy and Chronology. *Univrersity of Tokyo Press*, 35-39.

SHINBO, K. and MAIYA, S. (1969): Neogene Tertiary planktonic foraminiferal zonation in the Japanese oil producing provinces. *Rept. Japanese Del.*, 4th ECAFE Petrol. Symp., 1-15.

平　朝彦・中世古幸次郎・甲藤次郎・田代正之・斉藤靖二 (1979)：高知県西部の "三宝山層群" の新観察. 地質ニュース, no. 302, 22-35.

YEHARA, S. (1926) : On the Monobegawa and Shimantogawa Series in South Shikoku. *Jour. Geography.*, 38, no. 443, 1-20.

地学雑誌 93-7 (1984)

三波川変成岩の熱史

坂野昇平[1)]・酒井千尋[1)]・大槻正行[2)]

Thermal History of the Sanbagawa Metamorphic Rocks

Shohei BANNO, Chihiro SAKAI, Masayuki OTSUKI

I. はじめに

三波川変成帯は高圧中間群の代表的な広域変成帯である（都城 1961)。その岩石学は小藤文次郎以来長い間研究されてきた。この小論の主な目的は岩石学的な方法で，三波川変成帯の熱史がどの程度まで解明できるかを論ずることである。その議論のためには変成相系列が現在どの程度まで理解されているかの了解が必要であろう。三波川変成帯の変成相系列はよく知られているようでも，案外まとまった形では紹介されていない。そこでこの小論の始めに簡単に変成相系列を確認しておく。そのあと熱史の研究方法と現在の知識の概略に付いて論じようと思う。

以下にのべる熱史の解明は著者の一人坂野が金沢大学在職中より関心を持ってきた問題であり，金沢大学と京都大学の多くの学生諸君との共同研究により発展してきたものである。それらの研究結果にはまだ発表されていないものも多い。そのなかでも特に東野外志男氏と芳沢浩文氏の成果は準備中の論文と修士論文とを参照させていただいた。これらの人々にここで感謝の意をあらわしたい。

II. 変成相系列

三波川変成帯は関東山地から九州佐賀関半島まで，700kmにわたりほとんど中断することもなく連続するが，その全域を通じて変成相系列はほとんど変わらない。なぜそのように広い地域にわたって，ほぼ同じ変成相系列が実現されるのかについて，我々は特別の考えをもっていないので，ここではそのことにはふれない。変成相系列や熱史の研究もこの大きな問題を解明するのに役立っていくと思う。ここでは一番研究の進んでいる四国中央部の変成相系列を紹介する。

四国中央部の三波川変成帯は泥・砂質岩，赤鉄鉱をふくむ塩基性岩およびそれを含まない塩基性岩を用いて変成分帯できる。泥・砂質岩を基準とした分帯では，低温から高温にむかって緑泥石帯・ざくろ石帯・アルバイト—黒雲母帯とオリゴクレース—黒雲母帯とに区分できるが，最近の渡辺たちの研究によると緑泥石帯の低温部にローソン石が産するとのことなので，緑泥石帯はさらに二分される可能性が大きい（東野 1975，坂野たち 1978，榎並 1981，'83，渡辺・小林 1984)。

赤鉄鉱を含む塩基性岩では，低温からつぎの順で鉱物帯が識別できる。赤鉄鉱—パンペリー石—アクチノ閃石帯，赤鉄鉱—エピドート—アクチノ閃石帯，ウインチ閃石帯，クロス閃石帯，バロワ閃石帯，アルバイト—ホルンブレンド帯，オリゴクレース—ホルンブレンド帯（大槻 1980，坂野・大槻，準備中，榎並 1983)。

赤鉄鉱を含まない塩基性岩の共生関係は最も わかっていないが，つぎのような鉱物帯が識別できること

1)京都大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, University of Kyoto, 2)東京大学理学部地質学教室 Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo 現在日本電子KK (moved to J. E. O. L)

C-bearing Pelitic Schists	Hematite-bearing Basic Schists	Hematite-free Basic Schists
Oligoclase-Biotite Zone (oligoclase)	Oligoclase-Hornblende Zone	Oligoclase-Hornblende Zone
(albite) Albite-Biotite Zone	Albite-Hornblende Zone	Albite-Hornblende Zone
	Barroisite Zone	Barroisite Zone
Garnet Zone	Crossite Zone	Epidote-Actinolite Zone
Chlorite Zone	Winchite Zone	Pumpellyite-Epidote-Actinolite Zone
	Hematite-Epidote Actinolite Zone	
	Hematite-Pumpellyite-Actinolite Zone	Pumpellyite-Stilpnomelane-Zone

第１図　三つのグループの共生関係の比較

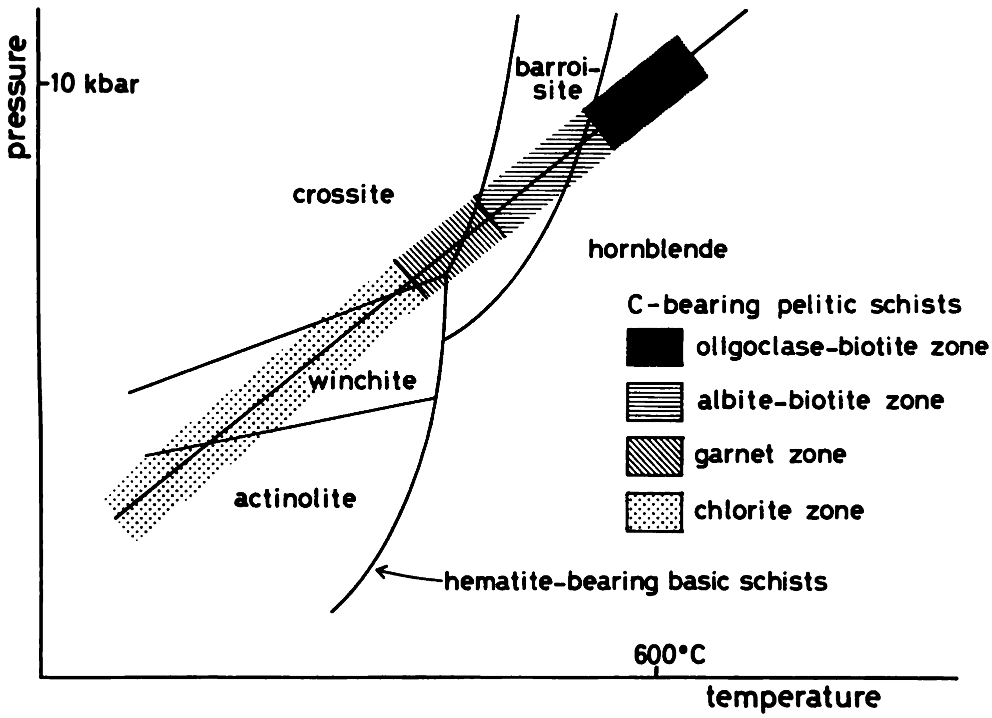
は明らかである。パンペリー石—スチルプノメレン帯，パンペリー石—エピドート—アクチノ閃石帯，エピドート—アクチノ閃石帯，バロワ閃石帯，アルバイト—ホルンブレンド帯，オリゴクレース—ホルンブレンド帯。

上に扱った３種の岩種のアイソグラッドの比較を第１図に示した。また第２図には主要な鉱物帯の凡その温度・圧力の関係をしめした。

この小論の主題は変成作用の熱史である。鉱物を用いて熱史が解明できうるのは，鉱物は完全には平衡状態にはなっていないためである。それは変成相による変成岩の研究の基本的な仮定が充たされていないということでもある。そのような場合，変成相系列を云々すること自体が無意味ではないかと言う意見も当然でてくるであろう。

ここで変成相系列と言う術語の本来の意味を拡張して，岩石がたどった温度・圧力の履歴のなかで，最も高い温度に達した時の変成相の系列を示すと約束しなおしておこう。しかし，元来の ESKOLA(1920)の変成相の精神では，変成作用の温度と圧力との間に予めなんらかの関係を想定してはならないのである。したがって，最高温度での変成相をつらねて変成相系を定義することも，変成相の精神に反することであろう。実際三波川変成岩では最高温度と最高圧力はかならずしも対応しないのかもしれない（大槻 1980a)。しかしそこまで鉱物共生関係の解析精度があがれば，変成相も，変成相系列も歴史的概念となってしまうだろうから，変成相系列の定義も問題にならないだろう。したがって，当面は上記のような定義で変成相系列をあつかうことにする。

第２図の温度・圧力の値は，おおよそのものである。三波川変成岩の生成条件は榎並(1983)が一番よく考察しているので，それを主に採用してある。同図で変成作用の温度・圧力経路が右上がりに描いてあるのは，しばしばなされるように，地殻内では深さとともに温度も上がるからという一般的理由によっているのではない。そのような温度・圧力関係を予め想定するのは，ESKOLA 的でない。第２図の正の傾斜は赤鉄鉱を伴う塩基性岩で，赤鉄鉱—エピドート—アクチノ閃石帯が，クロス閃石帯よりも，低温側にあるこ



第2図 泥・砂質片岩と Hematite を含む塩基性片岩の鉱物帯の温度・圧力の比較

とにもとずいている。赤鉄鉱をふくむ塩基性岩では，両者を結ぶ反応は模式的には次のように書ける。

$$23.76Ca_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 2(Fe,Mg)_{4.5}Al_{2.46}Si_{2.9}O_{10}(OH)_8 + 85.2NaAlSi_3O_8 + 33.18Fe_2O_3 +$$

actinolite　chlorite　albite　hematite

$$22.72H_2O = 42.6Na_2(Fe,Mg)_3Fe^{3+}AlSi_8O_{22}(OH)_2 + 23.76Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH) + 39.4SiO_2$$

water　crossite　epidote　quartz

この反応は脱水をほとんどともなわない。右辺の方が体積の小さな高圧型で，また左辺の方が高温型である。したがって，反応曲線は右上がりになる。その勾配は凡その見当をつけると約20bar/deg程度である。したがって，赤鉄鉱—エピドート—アクチノ閃石帯からクロス閃石帯への移行（もちろんウインチ閃石帯を経て）はこれよりも大きな正の勾配をもたねばならない。

正の勾配を考えるもうひとつの理由は，平島（1983）が解析した，ＡＣＦ系の共生関係である。彼によるとオージャイト—緑泥石相からパンペリー石—アクチノ閃石相を経て緑色片岩相へむかう変成相系列は右上がりにならねばならない。第2図で変成相系列の温度・圧力図上での勾配が正になっているのはこれらの低・中変成度の結果を外挿したものである。高変成度域については，学会公演（坂野たち 1981）では正の勾配を示したが，現在定量的モデルによって検討中である。

三波川変成岩の変成相系列の最高温度は多分高須（1984）が記載した瀬場谷岩体のエクロジャイトであろうが，他の鉱物帯との関係をもうすこし詳しく考えてから変成相系列に組み込むほうがよいだろう。

III. 変成作用の熱史の解析—Ｉ—（坂野の個人的な経験）

三波川変成岩の熱史を解明しようという試みはとくに最近になってなされているのではない。そのよう

な試みは，戦前にも，また戦後の1950年代にもしばしばおこなわれてきた。1950年代の中頃までは，鉱物の安定関係から決められた変成岩生成の温度・圧力から変成作用を論ずる方が非正統的であって，岩石の組織や構造から生成史を語るほうが学会の主流であった。

私個人の経験では，卒業論文を書く時あるいは修士の研究を始める前に，そのころの三波川変成岩の論文は一応読んだ。しかし都城先生や BARTH などの論文と違い，きちんとした論理構成のないことが目につきその種の論文とはどうしてもなじまなかった。その経験が変成岩の原岩の問題あるいはその組織や構造の研究に対する私の毛嫌いをひきおこしたと思う。当時の組織や構造の議論には，平衡状態の鉱物組み合わせの意味もそれどころか反応あるいは置換における物質収支すら無視した議論が多かった。

1950年代から1960年代にかけての変成岩の論文，あるいはすくなくとも私のそれは，変成岩の構成鉱物は近似的には化学平衡に達しているとほとんど先験的に前提したものが多かった。しかしそれは少し極端であって実際には後退変成作用がしばしば認められることも承知はしていた。三波川変成岩をほぼ化学平衡に達した系とみるのは無理であり，そのような単純化は大変な誤解に導きかねないということは，EPMA でざくろ石を研究した時に気がついた。それは1964年であった。1968年に金沢大学に移り，1970年から日立製作所の EPMA（XMA-5A）を自由に使って院生諸君と三波川変成岩の詳しい研究をはじめると，多くの造岩鉱物はしばしば不均質で，三波川変成岩を化学平衡の成立した系と先験的にみなすわけにはいかないことがすぐに明らかになった。そこで我々はむしろ個々の岩石について構成鉱物のどの部分とどの部分が平衡になっていたかの判定をし，そのうえで平衡論を適用することに大きな努力をはらってきた。このような研究は坂野が京都大学に移ってからも引き続いておこなわれている。

またこの研究をすすめるにあたって，1979 年に特定研究「地球深部の物質科学」によって購入した EPMA を用いている。我々の EPMA は KEVEX の半導体検出器で X 線を検出定量しているが，分析点は日立製作所の走査電検の２次電子線像で決定しているため組織と化学組成との関係を知るのにはとても有効である。

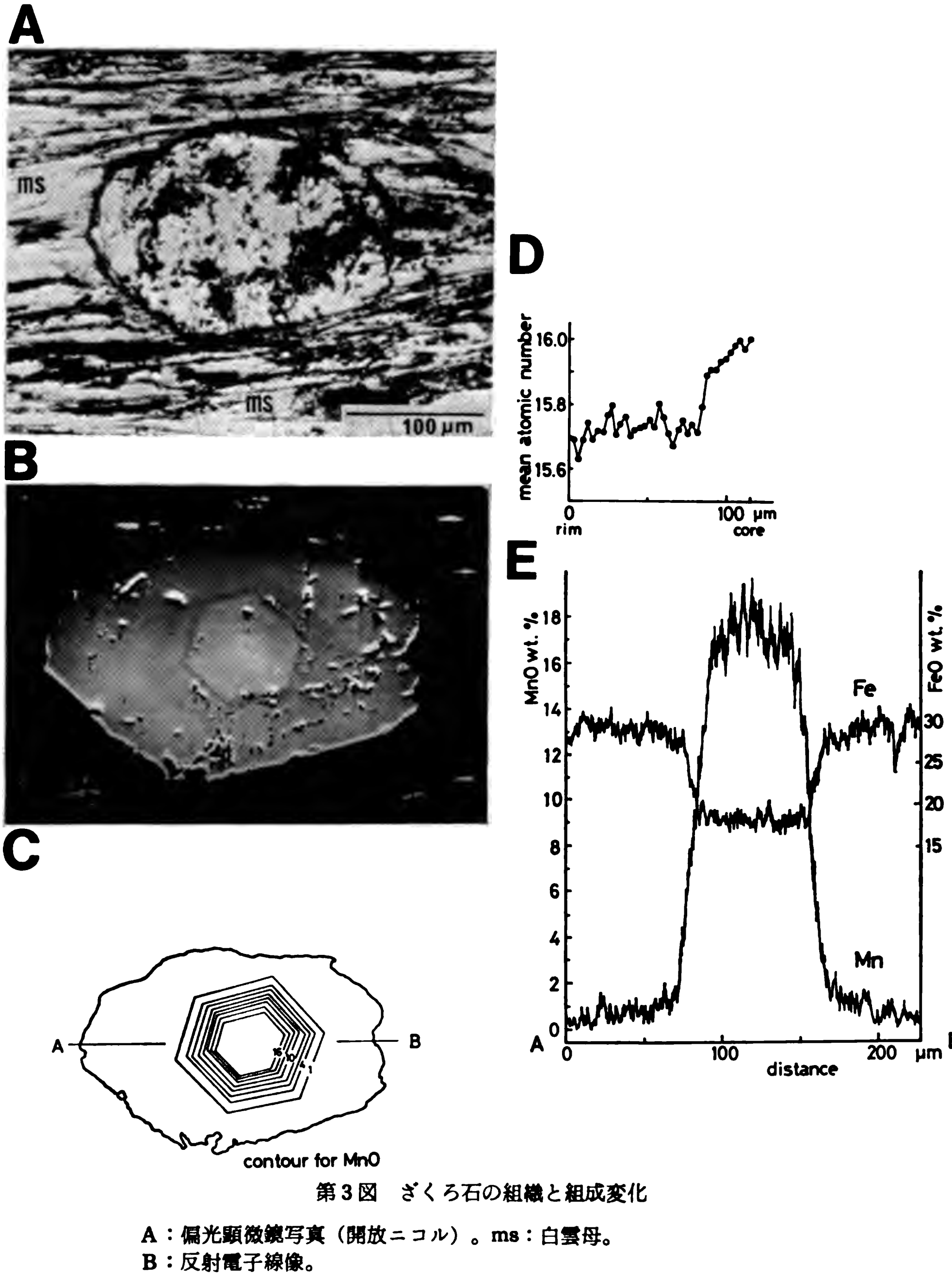
IV. 変成作用の熱史—II—

EPMA で得られる程度の解像力で三波川変成岩を観察するとつぎのような非平衡組織がしばしばみられる。（１）鉱物の化学的不均質，（２）鉱物間の包有関係，（３）鉱物間の置換関係，（４）鉱物の外形にみられる非平衡組織，（５）鉱物の分域累帯構造。

（１） 鉱物の化学的不均質

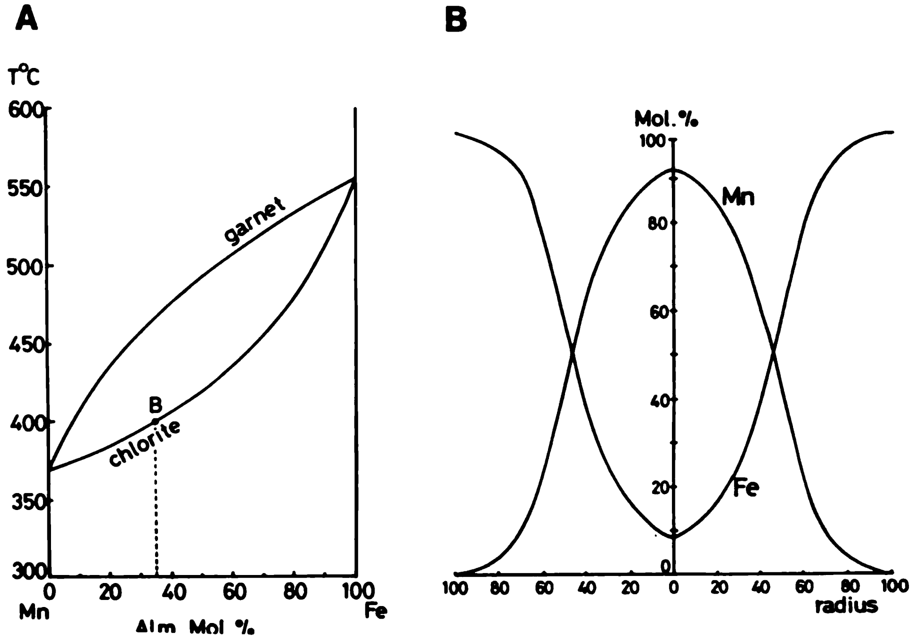
化学的不均質でよく知られているのは累帯構造である。これはもともとは火成岩成因論で使われていた術語で，マグマから表面平衡を保って成長する固溶体結晶の外形に相似的な同時成長面が同一化学組成の面となっていることを意味する。しかし今は火成岩の鉱物だけでなく，変成岩の鉱物にたいしても，成長の条件が変わるために外形に相似な同組成面を持つ結晶にたいして用いられる。

三波川変成岩のエピドートが累帯構造をもつことは以前から知られていたが，その意味するところはまだ十分に理解されていない。EPMA の導入以来，ざくろ石も著しい累帯構造をしていることが，三波川帯のみでなく，世界各地の低・中温の変成岩から報告され，くわしい研究がされている。第３図A, B, C, D, E はそれぞれは泥質片岩のざくろ石の顕微鏡写真，反射電子線像，それにもとずくスケッチ，および第３図CのA－B線に沿った平均原子番号と Mn と Fe との分布を示したものである。三波川変成岩では近似的にはざくろ石は緑泥石の脱水反応で形成されるとしてよいから，その反応は模式的に第４図でしめされる。この相図にしたがいBの組成をもつ緑泥石と表面平衡を保ちながら温度の上昇によって形成されるざくろ石の累帯構造は第４図Bに示したようになる。ただしこの系の緑泥石では Mn と Fe の陽イオンは自由に拡散するが，ざくろ石では実際上拡散はおこらないとしている。（このモデルの妥当性をふくめてざくろ石の 累帯構造については 坂野・地井（1976）が論じているので くわしくはそれを参照された



第3図　ざくろ石の組織と組成変化

A：偏光顕微鏡写真（開放ニコル）。ms：白雲母。
B：反射電子線像。
C：Mn の2次元分布のスケッチ。
D：A—B線に沿ったざくろ石の縁から中心までの平均原子番号の変化。
E：A—B線に沿った Mn と Fe の分布。



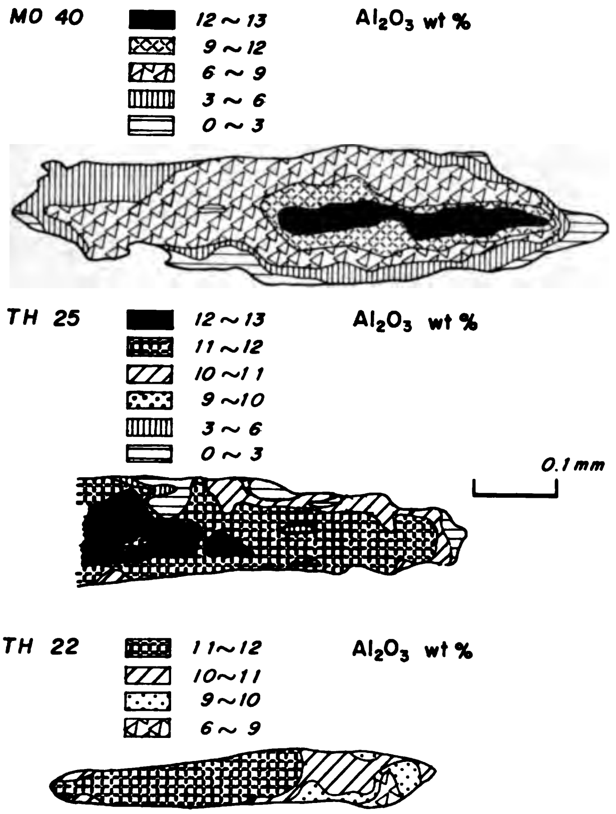
第4図　A：Fe—Mn 系におけるざくろ石と緑泥石の安定関係。HSU (1968) の実験をもとに8kbarで熱力学的にまとめた。
B：第4図Aに基づいたざくろ石の Mn と Fe に関する累帯構造。

い)。したがってこのざくろ石の場合，Mn 量の等しい面はおなじ温度で形成されている。またざくろ石の経た最も高い温度はざくろ石の最も外側の組成で表わされている。

三波川変成岩で累帯構造のよく研究されている鉱物にアルバイトがある。大槻 (1980b) はそれまで殆ど均質だと思われていたアルバイトの斑状変晶は組成変化は極めて少ないが累帯構造をしていることを見出した。

一般に変成岩のざくろ石や角閃石は化学的に不均質であるが，緑泥石や雲母類などは比較的均質である。緑泥石の均質さについては，蔵田 (1972) の研究がある。彼は泥質片岩の緑泥石もしばしば不均質であることを見出した。泥質片岩中の粗粒な緑泥石が不均質な時は，中心部は Mg にとみ周辺部は Fe に富んでいる。Mg-Fe の置換の系では，温度の上昇にともなって緑泥石はしだいに Mg に富むようになるので，Fe に富む緑泥石は温度降下によってざくろ石が分解して形成されたと考えられる。蔵田はまた Fe に富んだ緑泥石はざくろ石の圧影(pressure shadow)中やざくろ石を置き換えて産し，いずれも温度降下の時期にできたことを示した。このように，緑泥石は温度上昇とともに Mg に富むようになるので，その化学組成が不均質であった場合には最も Mg に富んだ部分が最も高温状態で存在していた緑泥石であるとみなせる。したがって最も Mn に乏しく最もMgに富んだざくろ石，つまりその最も外側の部分と最も Mg に富んだ緑泥石は同時に存在していたと考えられる。実際にこれら両者が平衡にあったとして，分配係数を計算すると狭い地域では一定の分配係数がえられ，平衡の仮定が合理的なことを示している。

累帯構造をしたざくろ石には第3図Eにしめしたような，中心部から周辺部にかけて，Mn の含有量が減少するのが普通であるが，時に周辺部で再び Mn 量が上昇するものもある（板谷 1978)。このような累帯構造の成因はよくわからない。ざくろ石の成長が温度あるいは圧力の減少に伴って続いたのが原因であろうが，なぜあるざくろ石だけにこのような現象がおこるのかがわからない。このようなざくろ石はせん



第5図　塩基性片岩中のホルンブレンドのAlの分布。

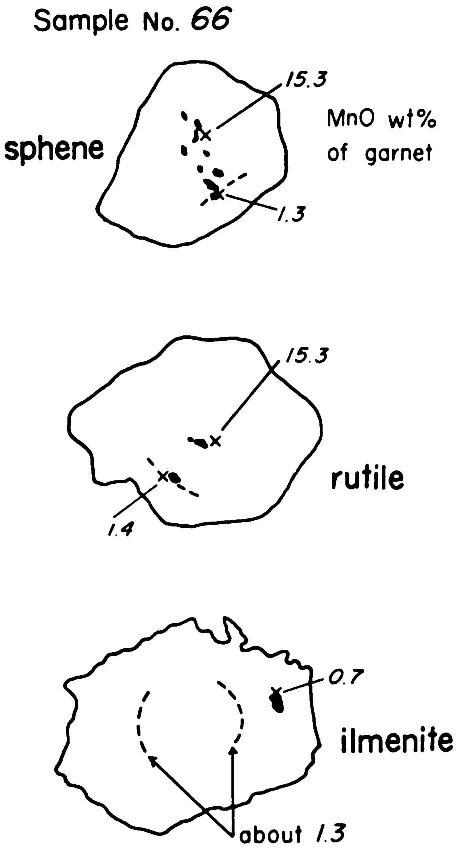
断をうけている地域に多いらしい。

鉱物の化学的不均質の成因は結晶の成長に伴う累帯構造の形成にのみよるのではない。角閃石の場合は温度降下に伴い角閃石が分解するとともに不均質が生ずる。第5図に塩基性片岩のホルンブレンドの Al の分布を示す。低・中温の塩基性変成岩ではホルンブレンドの Al の量は変成度と共に上昇する。したがって，図のような Al の分布は温度上昇では説明出来ない。温度降下にともなって，ホルンブレンドが Al に乏しいホルンブレンド，緑泥石とエピドートとに分解する時に角閃石は体積が小さくなりながら，周辺部分が低い温度で安定なアクチノ閃石に変化することがこのような構造の原因であろう。

図のような構造は結晶成長にともなう累帯構造の成因とは異なり核部と縁辺部との中間部の組成は，ある時期に安定であった角閃石の組成を表すとは限らない。それは組成の不均質の形成は結晶の成長でなく，その分解縮小に伴っているからである。一般には温度最高時に形成された Al に富んだホルンブレンドと，低温で形成された縁辺部の Al に乏い角閃石とがなんらかの時期に安定であった角閃石の組成をもち，中間の組成は両者の間での拡散による組成変化によってできたとするのが合理的であろう。しかし図のホルンドレンドの周辺部は必ずしも低温の角閃石にとりかこまれているとは限らない。この組織を一度は周囲全てがアクチノ閃石に囲まれていたものが，後に最外部の部分が溶食されてできたと考えることも可能である。しかし現在アクチノ閃石に囲まれていない部分はある時期に安定であった組成を表しているのかも知れない。

(2)　鉱物間の包有関係

一般的に2つの鉱物AとBとでAがBを包有していれば，AはBよりも後からできたと考える。ざくろ石やアルバイトのように結晶の生成過程がある程度わかっていると，包有関係の生じた時期も決定できる。第6図は板谷と坂野(1980)が記載した泥質片岩のざくろ石のスケッチである。このざくろ石にはスフェン，イルメナイトやルチルなどの Ti 鉱物が含まれている。スフェンとルチルは，ざくろ石の中心部に，イルメナイトは Mn O が 0.7wt. %以下の縁辺部にのみ含まれている。このことは，Mn 量の高い低温で安定なざくろ石が結晶していた時期にはイルメナイトは存在せず Ti 鉱物はスフェンを主としていたこと，Mn が少ない高温のざくろ石の安定であった時期には，スフェンは不安定で，Ti は主としてイルメナイトに含まれていたことをしめす。このことは，板谷と坂野（1980）が黒雲母帯では元来スフェンは不安定であ



第6図　泥質片岩中のざくろ石の包有物の分布。

り，現在同帯に見られるスフェンは後退変成作用によるものだと結論する根拠の一つとなった。

累帯構造をした鉱物に包有される位置によって包有鉱物の組成が違うもう一つの例にはアルバイトに包有される角閃石がある。大槻（1980a, b）によると，アルバイト斑状変晶の中核部には Al の多いホルンブレンドが，縁辺部には Al の少ないそれが包有される。このことはアルバイト斑状変晶は変成作用の温度の最高期から温度が下降する時期にかけて成長したことを示している。

斑状変晶には，その地域の変成岩には見出されていない鉱物が含まれていることもある。高須（1983）はアルバイト—黒雲母帯のざくろ石のなかに，クロリトイドが含まれていることを発見した。

さてこのような包有関係で鉱物の生成時期をきめるためには，包有された鉱物は外界と物質のやりとりをし，外界と化学反応をしていないことが前提である。次の例は，上記の仮定は一般には成り立っていることを示している。第7図はアルバイト斑状変晶に包有されたざくろ石である。一般にアルバイトに包有されたざくろ石は溶食されていない自形結晶であるが，図にみられるように，ざくろ石の一部が緑泥石化していることがある。この場合は緑泥石化した部分から結晶の外部へ割れ目が走っていて，そのような通路のある場合にのみ，斑状変晶の内外で物質の交換がおこり化学反応が可能となることを示している。

（3） 鉱物間の置換

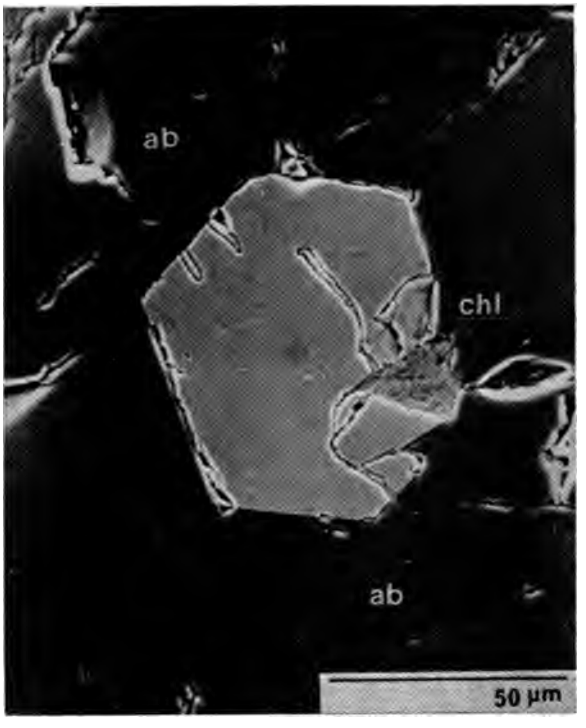
ある鉱物が他の鉱物に置き換えられていれば，当然それから鉱物生成の前後関係は決まる。置き換えているか否かの判定は時に簡単ではない。第8図はざくろ石が後退変成作用によって緑泥石に置き換えられている組織を示した。 このような緑泥石は片理を作っている安定な緑泥石より Fe と Mn にとんでいる（前出）。

（4） 溶食組織

元来自形あるいは半自形をとるはずの結晶の表面が不規則に溶けている構造を火成岩岩石学で溶食組織とよぶが，変成岩にもこの術語を適用してもよいだろう。第9図はその例の一つで，ざくろ石の溶食組織である。第9図Bの反射電子線像で見える累帯構造は成長するざくろ石結晶は平滑な面で囲まれていたことを示しており，第9図Aのジグザグな線は溶食により作られたことは明らかであろう。溶食された部分の物質がどこに行ったのかは多くの場合わからない。そのような物質の量は比較的に少なく他の鉱物の一部となって沈澱してしまうと，もともと溶食された結晶の一部だったと判定することは難しい。

（5） 分域累帯構造

火山岩の斑晶のオージャイトに砂時計構造のあることは良く知られている。これは輝石の組成が成長する結晶面によって異なるためにできる非平衡な構造である。このように明らかに非平衡の構造が三波川帯



第7図　アルバイト斑状変晶に包有された緑泥石化を受けたざくろ石の2次電子像。ab：アルバイト，chl：緑泥石。(酒井たち，印刷中の fig. 9)



第8図　緑泥石化されたざくろ石の2次電子線像。qz：石英，ms：白雲母，chl：緑泥石。(酒井たち，印刷中 fig. 5)

のような広域変成帯に産するとは想像されていなかった。まず榎並（1977）が変はんれい岩のゾイサイトに，続いて芳沢（1984）が塩基性片岩のエピドートにそれを見出した。我々はこのような非平衡の結晶作用をする鉱物が産することの意味をよくつかんでいない。アルプスでエピドートのバイノーダルを見出したと言う報告は分域累帯構造を誤認したものと思う。

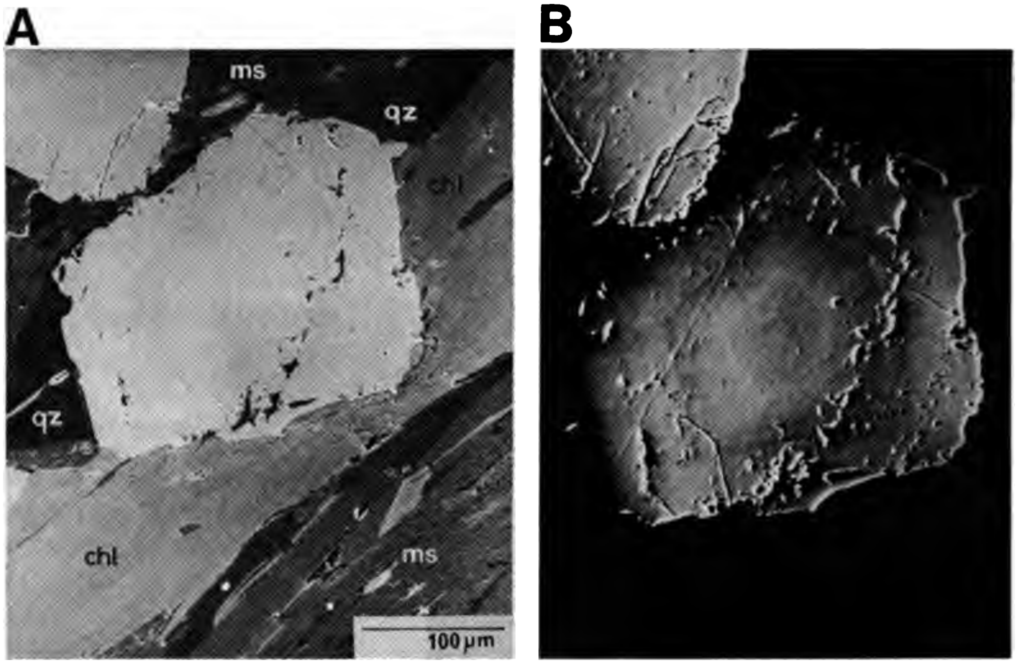
V. 鉱物生成史

以上に説明してきた非平衡の組織を基準として，三波川変成岩の各種の構成鉱物の生成時期を推定したのが，第10図である。これはアルバイト・黒雲母帯をモデルとして描いた。

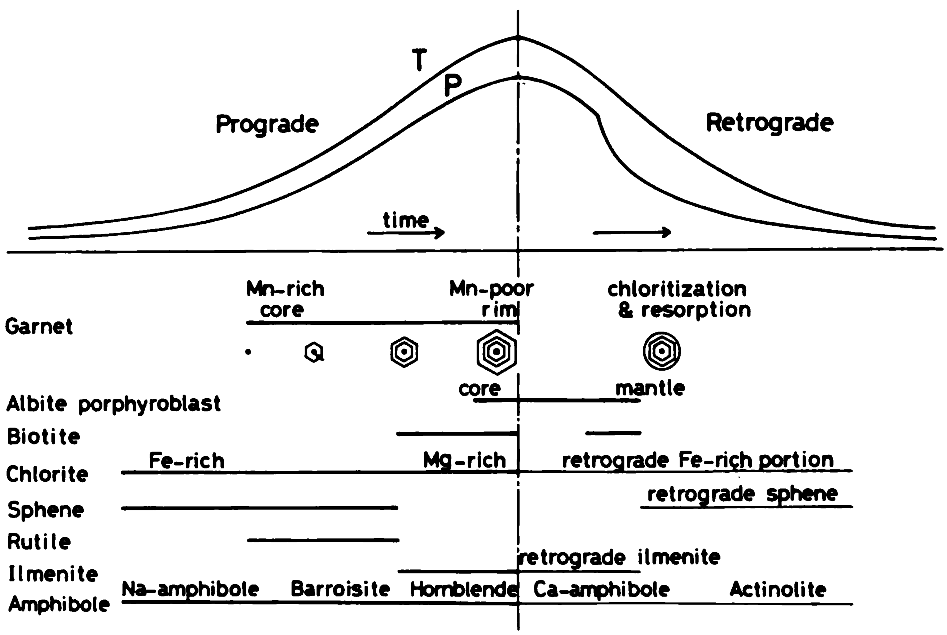
前の節までの熱史解明の基礎となる考え方にたっても第10図を作成するまでには考察しなければならないことが多くある。あれもこれも論じて虻蜂とらずになることを避けるため，個々の鉱物についての議論は大幅にはぶいた。いずれ別の機会に論じるつもりである。ここでは結論だけであるが温度・圧力経路についてもうすこし触れておきたい。

VI. 温度・圧力経路

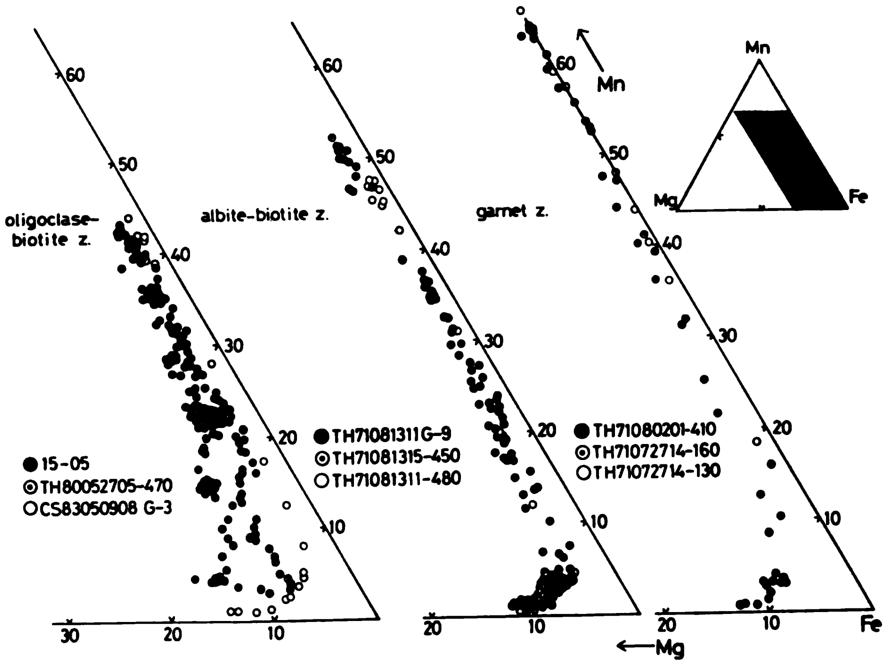
変成岩のたどった温度・圧力の経路を知るには変成相だけでなく，ある岩石が最高の温度・圧力に達するまえの温度・圧力を知らねばればならない。第10図をみるとそのような情報はざくろ石に期待できることがわかる。



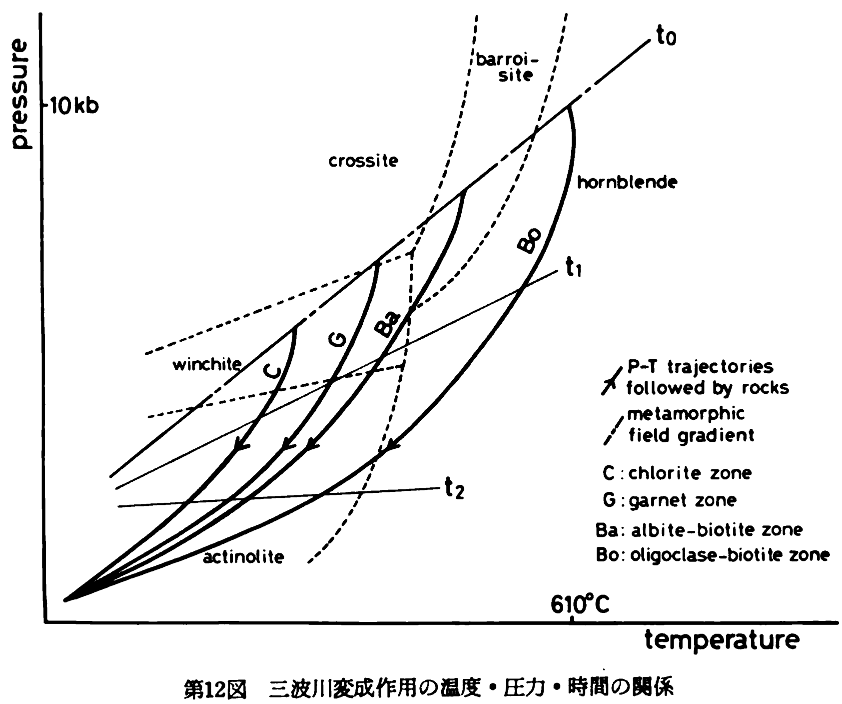
第９図　A：溶食されたざくろ石の２次電子線像。qz：石英，ms：白雲母，chl：緑泥石。
B：溶食されたざくろ石の反射電子線像。
（酒井たち，印刷中 fig. 5）



第10図　三波川変成岩の各種の構成鉱物の生成時期



第11図　ざくろ石の中心部から縁までの累帯構造の３成分（Mn—Fe—Mg）プロット。
Mn：スペッサルティン，Fe：アルマンディン，Mg：パイロープ



第12図　三波川変成作用の温度・圧力・時間の関係

第11図はざくろ石帯，アルバイト—黒雲母帯とオリゴクレース—黒雲母帯のざくろ石の累帯構造の組成変化を示した図である。この図から各々の帯の鉱物はそれぞれ固有の累帯構造をもっていることがわかる。つまり各帯のざくろ石のたどってきた温度・圧力の経路が違うのである。図から，高温の変成岩は低温のそれとは異なった経路で変成を受けていることがわかる。

広域変成作用論には累進変成作用という概念がある。それは高温の変成岩は空間的にも，時間的にも低温の変成岩のそれを経ているという考え方であった。我々の結論はこの概念とは相いれないものである。おそらく三波川変成帯だけでなくほとんど全ての変成帯において古典的な累進変成作用の概念は成り立たないのであろう。それは一面では研究の精度があがってきたことによる必然であって不思議でもなんでもないと言ってしまうこともできる。しかしこのような研究の進歩は，1920年に ESKOLA が変成相を提案した時，変成作用の温度と圧力を独立の変数として扱うようによびかけたことの正しさを再び確認するものである。

第12図は以上の考察を綜合して我々の考えている三波川変成作用の温度・圧力・時間の関係をしめしたものである。累進変成作用の間の温度・圧力の経路は前に述べたように現在定量的モデルで解析中でありこの図には示されていない。

VII. おわりに

以上が三波川変成作用の熱史についての我々の知っていることの概要である。ここでの考察では温度・圧力・時間の3者の関係に考察を限ったが，最近三波川変成帯の変形の研究が急速に進歩してきて，構造発達史と岩石学がうまくからむようになってきている。今まであまり接点の無かったこれら2つの学問の総合により，広域変成作用の理解が急速にすすむ時期もごく真近いようにおもえる。

なおこの総説に使用されたデータの多くは特定研究「地球深部の物質科学」（代表者　砂川一郎）による文部省科学研究費 53321509, 54410904 および 55520105 による研究によっている。また，本論説にまとめるにあたっては，文部省科学研究費 58540524 の一部を使用した。

文　献

BANNO, S., HIGASHINO, T., OTSUKI, M., ITAYA, T. and NAKAJIMA, T. (1978) : Thermal structure of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., 345-356.

坂野昇平・大槻正行・酒井千尋・東野外志男・鳥海光弘（1981）：四国中央部汗見川地域の三波川変成岩の熱史．日本地質学会第88年学術大会，講演要旨，326.

ENAMI, M. (1977) : Sector zoning of zoisite from a metagabbro at Fujiwara, Sanbagawa metamorphic terrain in central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **83**, 693-697.

—— (1981) : On sodic plagioclase in some rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in the Bessi district, Shikoku, Japan. *Proc. Japan Acad.*, **57**, Ser. B, 188-193.

—— (1983) : Petrology of pelitic schists in the oligoclase-biotite zone of the Sanbagawa metamorphic terrain, Japan: phase equilibria in the highest grade zone of a high-pressure intermediate type of metamorphic belt. *Jour. Metamorphic Geol.*, **1**, 141-161.

ESKOLA, P. (1920) : The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidsskr.*, **6**, 143-194.

東野外志男（1975）：四国中央部白髪山地方三波川変成帯の黒雲母帯．地質雑，**81**，653-670.

平島崇男（1983）：Schreinemakers の束の方法を用いた藍閃変成作用の鉱物の共生関係の解析．地質雑，**89**，679-691.

HSU, L. C. (1968) : Selelcted phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : A model for garnet equilibria. *Jour. Petrol.*, **9**, 40-83.

ITAYA, T. (1978) : Notes on petrography and rock-forming mineralogy (5) Reverse-zoned garnet in Sanbagawa pelitic schists in central Shikoku, Japan. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol.*

Econ. Geol., 73, 393-396.
—— and BANNO, S. (1980) : Paragenesis of titanium-bearing accessories in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 267-276.
KURATA, H. (1972) : Local chemical heterogeneity of chlorites in Sanbagawa pelitic schists from Sazare area, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan.* 78, 653-657.
MIYASHIRO, A. (1961) : Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, 2. 277-311.
OTSUKI, M. (1980a) : Petrological study of the basic Sanbagawa metamorphic rocks in central Shikoku, Japan. *Ph. D. Thesis, Univ. Tokyo*, 286 p.
—— (1980b) : Notes on petrography and rock-forming mineraogy (7) Zonal structure of albite porphyroblast from basic Sanbagawa schists in central Shikoku. *J. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 75, 196-202.
SAKAI, C., BANNO, S., TORIUMI, M. and HIGASHINO, T. (in press) : Growth history of garnet in pelitic schists of the Sanbagawa terrain in central Shikoku. *Lithos.*
高須 晃 (1983) : 四国別子地域三波川泥質片岩中の２つの形成時期を示す柘榴石. 日本地質学会第90年学術大会. 講演要旨, 379.
TAKASU, A. (1984) : Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Jour. Petrol.*, 25, 619-643.
WATANABE, T. and KOBAYASHI, H. (1984) : Find of lawsonite in pelitic schists from the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Jour. Metamorpric Geol.*, 2, No. 2
YOSHIZAWA, H. (1984) : Notes on petrography and rock-forming mineralogy (10) Sector-zoned epidote from Sanbagawa schist in central Shikoku, Japan. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 79, 101-110.

地学雑誌 93-7 (1984)

ダイヤモンドのK–Ar年代測定の試み

座主繁男*・小嶋　稔*

An Attempt to date some of the Diamonds by a K-Ar Isochron Method

Shigeo ZASHU and Minoru OZIMA

I. はじめに

地球深部，マントル中の希ガス状態，特に $^{129}Xe/^{130}Xe$, $^{40}Ar/^{36}Ar$, $^{3}He/^{4}He$ 等同位体組成は，地球の歴史，とりわけマントルの脱ガスや大気の進化といった問題を定量的に議論する上で，きわめて重大な制約条件を与えてくれる (OZIMA and PODOSEK 1983)。マントルの希ガス存在量や同位体組成を調べるには，マントルから導かれた物質を用いて，その中に捕獲された希ガスを分析すればよい。しかし多くの場合，マントル物質たとえば火山岩・ゼノリス等は，地表での風化，変質作用などのため，マントルで獲得した希ガスの若干を損失したり，あるいは空気の混入を受ける等の理由により，岩石中の希ガスの実測値から，マントル固有の値を探るのが困難である。

これに反して，マントルの“物理化石”とも言えるダイヤモンド結晶は，高温高圧下でも極めて安定であり，また化学物質にもほとんど冒されないため，マントル中で結晶成長した時に捕獲した希ガスを，そのまま忠実に保持している可能性が大きい。筆者らは，このような観点から，過去5年以上にもわたり，1カラット (0.2g) 程度のダイヤモンドを試料に用い，その希ガスを分離し同位体比測定を試み，若干の興味深い結果を得てきた。このなかでも，地球科学的見地からとりわけ面白いのは，高分解能の気体用質量分析計を用いて行った精密なヘリウム同位体比測定の結果である。すなわち，若干のダイヤモンドは，全く予想外にも，今まで測定されたどの地球物質（岩石，鉱物，水，火山ガス等）よりも高い値を示している (OZIMA, ZASHU, NITOH 1983)。このダイヤモンドの $^{3}He/^{4}He$ 比は，太陽系の最も初期の状態を保持していると考えられる炭素質コンドライトの値 (1.42×10^{-4}) より高く，極めて始源的である。地球には若干の U, Th が存在するので，これらは放射壊変により ^{4}He を生成し，このため地球内部では，年代が経つにつれて次第に $^{3}He/^{4}He$ 比が減少する。他方ダイヤモンドには，U, Th 等はほとんど含まれない。したがって，筆者らは，10^{-4} より大きい $^{3}He/^{4}He$ 比をもつダイヤモンドは，地球の形成とほぼ同時につくられ，このとき始源的ヘリウムを結晶自身のなかに捕獲し，そのまま $^{3}He/^{4}He$ 比を凍結して現在に至ったものであろう，と考えている (OZIMA and ZASHU 1983)。したがって，この仮説を検証するため，ダイヤモンドの生成年代を求める研究は，大変興味ある問題と考える。

自然産のダイヤモンドは，熱力学安定性よりみて，地下深部のかなりの高圧下おそらく100kmより深いマントル内で結晶成長し，このマントル深部からキンバライトマグマとともに，地表に運ばれてきたものと推定されている。このダイヤモンドの原岩であるキンバライト自体の噴出年代は，Rb-Sr 法，U-Pb 法等の同位体比年代測定により，かなりよくわかっている。たとえば，南アフリカのPremier鉱山のキンバライト・パイプ噴出年代は約12億年前，Finsch や Kimberley 鉱山は白亜紀にできたと結論されている。したがって，こうした鉱山で採集されたダイヤモンドは，その生成年代が上述のパイプ噴出年代より古いことはいうまでもない。

* 東京大学理学部地球物理学教室 Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

しかしダイヤモンド自身の年代測定の試みは，極めて数少ない（KRAMERS 1979, RICHARDSON *et al.* 1984）。これらの研究は，ダイヤモンド結晶の内部に包有物として存在する sulphide や garnet 等の鉱物を分離して，これらの鉱物中に微量に含まれる Pb, Sr, Nd の同位体組成を質量分析し，各々の鉱物が現在の観測値をとるに至った同位体比成長曲線を求めて，生成年代を推定している*。

* しかし，これらの方法による推定年代値は，いわゆるモデル年代と呼ばれるもので，包有物の形成年代そのものに対応するかどうか，必ずしも明瞭でない。それ故，ダイヤモンドの結晶年代を知るには，より直接的な年代測定法を適用することが必要である。

ダイヤモンド中の Pb, Sr, Nd 等の含有量は，10^{-9}〜10^{-12} グラムの極微量であるのに対し，Kの含有量は 10^{-6} グラム程度，存在する。このことは，ダイヤモンドに直接，K-Ar 年代測定法を適用出来る可能性を示している。幸い，私達の研究室には，K-Ar 年代測定法の実験技術，更にダイヤモンド中の極微量の希ガス Ar の同位体分析のノーハウが，蓄積されてきており，こうした技術的立場を活用し，ダイヤモンドの生成年代を，K-Ar 法により決定することを試みた。

II. 実　験

a. K-Ar アイソクロン法

自然界に存在するKは，3つの同位体，^{39}K（存在比93.6%），^{40}K（0.01167%），^{41}K（6.39%）から構成されている。このうち，^{40}K は半減期12.5億年の放射性元素で，その約89%は β 壊変で ^{40}Ca に，約11%は電子捕獲で ^{40}Ar に壊変する。K-Ar 法では，岩石・鉱物中に含まれる放射性起源の ^{40}Ar* と ^{40}K の原子数比が年代の関数であることを利用して，それぞれの量を測定して年代 t を求める。すなわち，

$$t = \frac{1}{\lambda}\ \ln\left\{1 + \frac{\lambda}{\lambda_e}\cdot\frac{^{40}\mathrm{Ar}^*}{^{40}\mathrm{K}}\right\}\cdots \qquad (1)$$

ここで λ, λ_e は，^{40}K の ^{40}Ar, ^{40}Ca に対する壊変定数をそれぞれ λ_e, λ_β とすると，$\lambda=\lambda_\beta+\lambda_e$ であり，現在は一般に次の値が用いられている。$\lambda=5.543\times10^{-10}\mathrm{yr}^{-1}$，$\lambda_e=0.581\times10^{-10}\mathrm{yr}^{-1}$

ここで ^{40}K の量は，"自然界に存在する元素の同位体比は，放射壊変により生成される元素を除き，一定" という経験則より，試料中の全K含有量を測定し，$^{40}\mathrm{K}=1.167\times10^{-4}\times\mathrm{K}$ として求めることができる。

この K-Ar 法は，通常の岩石試料にはKが広く存在するので，適用範囲が広いこと，1個の試料から年代が決定できること，適用年代が広範囲にわたること等の利点があるので，現在最もよく用られる年代測定法の一つである。だが，（1）式の計算の際には次の仮定があるので，求まる t はこれらの仮定を満たした時に，初めて地球科学的に明確な意味をもつ。すなわち，

（i）Kを含む試料が，測定誤差範図内の短かい期間に形成されること。

（ii）試料はその形成時において，Ar（初生Ar）を含んでいないこと。すなわち試料に含まれる Ar は，すべて試料中の ^{40}K の壊変によりつくられたものであること。

（iii）試料形成時から現在に至るまで，試料への Ar 及びKの出入りがないこと。

（iv）壊変定数が，物質の状態，温度，圧力などの外界の条件に支配されず，地質時代を通じて一定であること。等である。

これらのうち特に（ii）の仮定が，ダイヤモンドの生成年代をK-Ar 法で決定する場合，重大な問題点となる。はじめにも述べた様に，ダイヤモンドがマントル中で形成される時，若干の Ar も結晶格子に捕獲される。それ故，試料中の Ar は，^{40}K の壊変による放射性起源 ^{40}Ar* だけではなく，若干の初生 Ar も含まれている。したがって，真に意味のある年代を得るには，この初生 Ar に対する補正を行う必要がある。このためには，アイソクロン年代測定法を用いる必要がある。すなわち，複数個の同一起源の（すなわち同じ年代を持つ）ダイヤモンドに K-Ar 年代測定を適用し，横軸に ^{40}K/^{36}Ar 比，縦軸に ^{40}Ar/^{36}Ar 比をプロットして，その傾きから年代を求める方法である。この方法では，各試料が同一の年代および試料

形成時に同じ $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比をもっていれば，$^{40}K/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 図上で各試料が直線上にのることを利用している。

今回このK-Arアイソクロン年代測定を適用したダイヤモンドは，中央アフリカZaire出産の10試料である。Zaire産ダイヤモンドの中には，形状がcubicで極めて特徴ある結晶があり，容易に産地が見分けられる（写真1）。また，形状の類似から，同一起源と予想されうる（この点は，アイソクロンの結果か



写真1 ザイール産ダイヤモンド結晶

ら判断されよう）。このZaire産ダイヤモンドのうち，結晶の一辺約4mmのcubic 5試料（1C～5C）とcubic結晶の稜が丸みを帯びているもの5試料（6R～10R）をえらんだ。各々の結晶は，不透明で黄色をしており，双眼顕微鏡で見るかぎり，包有物の存在は確認できなかった。なお，これまでの予備実験によると，2個のZaire産ダイヤモンドの $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比は5700，10600と非常に高く，K含有量も数ppm程度あると予想された。

b．放射化分析によるK定量

Zaire産ダイヤモンド試料の生成年代測定実験は，各試料に含まれるKの分析から始めた。普通，K含有量が0.1％以下のケイ酸塩岩石・鉱物については，同位体希釈法が最も信頼ある方法である。ダイヤモンド試料の場合，Kの含有量がppm程度の微量であり，試料量が0.2g程なので，試料を2つに分けて，一部をK分析，他方をAr分析に用いることは困難である。又，K, Arの分布が結晶中で均一であることの保証もない。したがって，ダイヤモンドのK定量は，試料の全量を用い，中性子照射による放射化分析法で行った。この放射化分析は，熱中性子照射のために原子炉を利用すること，低バックレベルのγ線検出器を必要とするが，試料を破壊することなく，μg程度のK量を精度よく分析できるので，有力な方法である。試料は，K, Na標準試薬と共に，それぞれポリエチレン袋に密封し，熱中性子束が同等に照射するように注意して，カプセルにつめる。中性子炉は，立教大原研，TRIGA MARK-Ⅱ原子炉を利用し，熱中性子束密度～1.6×10^{12}n/sec/cm^{2} の条件で，6時間照射を行った。この照射により，$^{41}K(n,\gamma)^{42}K$ 核反応がおこる。生成核種 ^{42}K の半減期が12.36hと短いので，照射後ただちに東大宇宙線研究所に持ち帰り，

Ge(Li)型の低レベルγ線検出器を用いて，^{42}K・^{24}Na 等のγ線計測を行った。各試料は，3種類のK標準試薬（K量が3.40,7.27,10.14μg）とともに，順番にγ線計測を行い，2度ずつ測定値を求めて，これらを統計処理し，標準試薬より決めた検量線より，ダイヤモンド試料中のK含有量を決定した。このγ線計数測定及びデータ解析は，東京農工大の仁藤修氏と共同研究として行った。今回の Zaire 産ダイヤモンド中のK分析結果は，Ar 質量分析値とあわせて，表1に示す。なお，測定値の誤差は，4%以下でγ線計測上の統計によるものである。

SAMPLE	N.A.A.	Hot blank (2050°C)		Diamond			
Name weight (g)	K (ppm)	^{36}Ar (10^{-10})	^{40}Ar (10^{-7})	^{36}Ar (10^{-10})	^{40}Ar (10^{-7})	K(ppm)/^{36}Ar(10^{-10})	^{40}Ar/^{36}Ar
1 C 0.22594	12.3±0.4	0.54	0.12	1.28±0.28	20.35±0.21	9.60±2.40	15900±3620
2 C 0.20048	47.1±1.4	0.86	0.21	3.71±0.45	87.21±5.24	12.71±1.91	23510±4260
3 C 0.13558	18.5±0.5	0.79	0.17	3.88±0.42	36.09±0.11	4.75±0.65	9300±1030
4 C 0.13412	22.7±0.9	0.86	0.17	1.51±0.44	43.98±0.13	15.04±4.98	29130±8560
5 C 0.13349	14.2±0.4	0.88	0.19	1.30±0.45	26.47±0.16	10.96±4.04	20360±7230
6 R 0.15117	36.2±1.0	0.92	0.19	4.59±0.49	73.89±0.23	7.89±1.05	16100±1760
7 R 0.14435	32.4±1.1	0.87	0.19	3.55±0.46	73.69±0.14	9.13±1.50	20760±2750
8 R 0.13705	34.6±1.0	1.06	0.23	9.33±0.55	83.66±0.30	3.70±0.34	8970± 570
9 R 0.16424	28.6±1.3	0.78	0.16	5.54±0.40	59.55±0.18	5.16±0.61	10750± 800
10 R 0.13650	50.7±1.3	1.04	0.20	4.29±0.56	120.23±1.59	11.82±1.86	28030±4040

注）希ガス量の単位はすべて cm^3 STP/g

表1　ザイール産ダイヤモンド分析値

c. タンデム加速器によるK分析

筆者の一人（小嶋）は，Max Planck 核物理研究所（Heidelberg）のタンデム加速器を用い，Zaire 産の cubic ダイヤモンド中のK分析を試みた。タンデム加速器から取り出された 3MeV のプロトン・ビームをダイヤモンドに照射し，この時発生するX線を分析して，ダイヤモンド中にKがどの様に分布しているのかを調べるのが目的である。3MeV プロトン・ビームは，ダイヤモンド中に約10μ程度透過する。したがって，発生する二次X線も，表面下この程度の深さから出て来ている。X線のエネルギー分析結果は，Kはダイヤモンド中に一様に分布しているのではなく，10μ程度の "inclusion" に局在していることがわかった。又，この "inclusion" は，Al, Fe, Ti, Ni, V 等（Mg 等軽元素は，機器の精度で分析できない）に富み，明らかにダイヤモンドとは全く異なる "inclusion" である。こうした "inclusion" は，ダイヤモンド中にほぼ一様に分布している。"inclusion" の実体としては，その元素組成からみて Cr-スピネル の

可能性が高い。Cr-スピネルは，ごくふつうに見られるマントル鉱物であるから，ダイヤモンドが結晶する際，マントルから，この様な鉱物の微小のカケラを “inclusion” として，捕獲したのかも知れない。

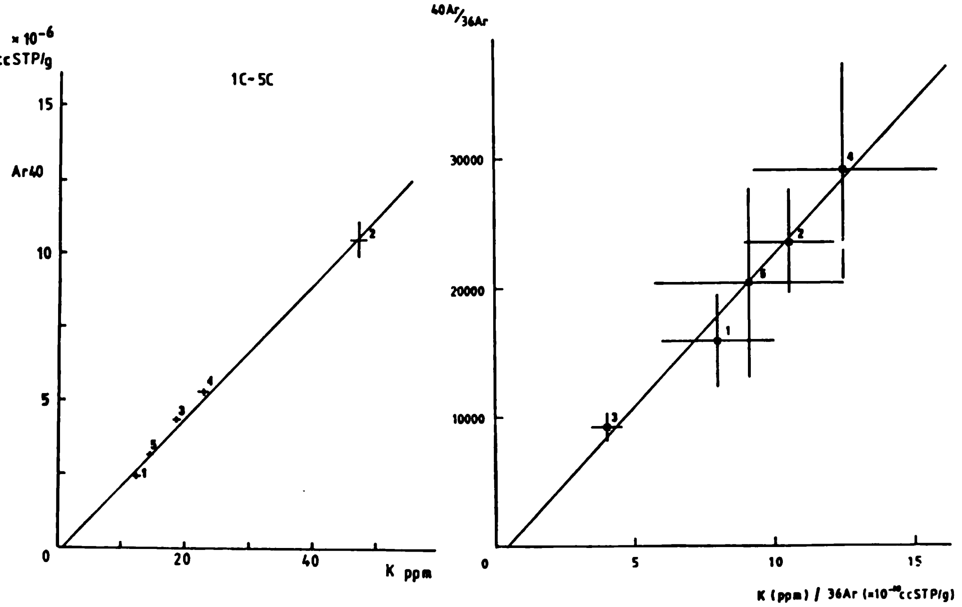
d. Ar 質量分析

K分析を行ったダイヤモンド試料は，地球物理学教室に持ち帰り，希ガス抽出装置と質量分析計を用いて，各試料中の Ar 存在量とその同位体比測定を行った。ダイヤモンド中の希ガスの抽出は，ダイヤモンドを超高真空下で約2100°Cに熱して行った。すなわち超高真空下では，ダイヤモンドは，約2000°C付近で急激に graphite に相転移し，その際にダイヤモンド結晶中のほとんどすべての希ガスを放出することが，確認されている (TAKAOKA and OZIMA 1978)。希ガス抽出炉は，Ta ヒーターをつかった抵抗加熱式の電気炉で，試料は Ta 製炉心管（ルツボ）中で加熱する。試料や抽出装置から放出された希ガス以外の，水・窒素・炭化水素等の活性ガスは，約800°Cに加熱した Ti ゲッター炉で吸着除去する。ダイヤモンド中の不純ガスは，岩石試料に比べて極めて微量であるので，希ガス精製は容易である。精製後，低温で冷却した活性炭の吸脱着作用を利用して，希ガスを He-Ne, Ar, Kr, Xe に分離して，逐次これを質量分析計に導入して分析する。使用した希ガス質量分析装置は，米国 Nuclide 社製の気体用質量分析計 6-60-SGA 型で，イオン軌道半径 6 inch，60度磁場偏向型，全金属製である。この分析計の分解能は，可変であるので，特に試料 Ar の絶対量と同位体比を精密に分析するため，分解能約150の条件で行った。ダイヤモンド試料中の ^{40}Ar 量は，^{40}Ar の質量スペクトルのピークの高さと分析計の感度より求めた。感度は，分析計の測定条件を同一にして，K-Ar法の標準試料 (Bern 4B biotite, LP-6 biotite) を用い，決定した。更に，試料中の $^{40}Ar/^{36}Ar$ 測定は，実験期間中，空気 Ar ($^{40}Ar/^{36}Ar=295.5$) をくり返し測定し，この値に基いて質量差別効果 (mass discrimination) に対する補正を加え求めた。

III. 結果について

表1には，ダイヤモンド中の Ar 存在量と同位体組成の分析結果を示した。表には，本実験のまえに，試料をルツボに入れないで，他の条件を試料ガス抽出・分析の場合と同一にして行った高温ブランク試験の Ar 量 (hot blank) も示してある。試料中の ^{40}Ar, ^{36}Ar の量は，観測量からブランク量を差し引いた数値で，その実験誤差は，それぞれの質量分析の測定誤差に，ブランクの50%量を誤差として加えてある。特に，試料中の ^{36}Ar 量が，ブランク量に比べて数倍程度にすぎないので，かなりの誤差が見積られた。

Zaire 産ダイヤモンド試料のうち，1C～5Cについて，各試料の測定結果を（i）K量—^{40}Ar 量（第1図a）及び，(ii) $K/^{36}Ar$ 比 — $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比（第1図b）図上にプロットして示す。もし，K - ^{40}Ar, $K/^{36}Ar$ - $^{40}Ar/^{36}Ar$ 図上で，それぞれ，各試料の測定点が一直線上にのる場合，その直線の傾きから，式（1）を用いて年代 t が求められる。第1図a，b をみると，各試料点が直線上によくのっていることがわかる。試料6R～10Rについても，同様の直線関係が得られた。したがって，それぞれ，年代が求まる。各直線の傾きを，最小二乗法により求めて，年代計算すると，K-^{40}Ar 図より 5.99 b.y.，$K/^{36}Ar$ - $^{40}Ar/^{36}Ar$ 図より 6.05 b. y. となる。両者は，実験誤差の範囲でほぼ一致する。しかし，この年代値は，真のダイヤモンド結晶年代としては，考えにくい。なぜならば，地球の年令 4.54 b. y. よりも古くなるからである。他方，第1図a，b とも，異なるプロット方式にもかかわらず，両者とも直線関係を与え，かつ，その見かけの年代もほぼ一致することは，実験誤差や偶然によるものとは，考えにくい事を示している。現在，我々のひとつの解釈としては，マントル中に，$K/^{40}Ar=const.$ ような “reservoir” があり（おそらく気一液相)，個々のダイヤモンド結晶が成長する際，この “reservoir” からおのおの異なる Ar (K) を捕獲したものと考えている。こう考えると，第1図aは矛盾なく説明できる。第1図bについては，たぶん大気 ^{36}Ar の混入（図上より得られた直線は，空気 Ar+ダイヤモンド Ar 混合線）として説明可能であろう。このような “reservoir” が具体的にどの様なものか，さらには実際に存在可能であるか否かすら，定かでない。しかし，地球の年代を15億年も上まわる途方もなく古いダイヤモンドが，地球内部に存



第1図　a. ザイール産ダイヤモンドの$K/^{40}Ar$ と b. $K/^{36}Ar$-$^{40}Ar/^{36}Ar$ 比

在するという，地球科学的常識では到底容認しがたい結論を避けるとすると，第1a，b に見られる，見事な直線関係を説明するには，現在この様な恣意的な解釈以外になさそうである。今後さらに，この"見かけのアイソクロン"の地球科学的意義を追求する事は，地球科学的にも重要な意義を持つかも知れない。

今回の研究では，真のダイヤモンド生成年代を求めるには，至らなかったが，見かけのアイソクロンを得るという，予想外の興味ある結果がえられた。今後も，他の地域より産出されたダイヤモンドについて，生成年代を求める研究を続ける予定である。

引用文献

KRAMERS, J. D. (1979) : Lead, uranium, strontium, potassium, and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from southern Africa. *Earth & Planet. Sci. Lett.* **42**, 58-70.

OZIMA, M. and PODOSEK, F. A. (1983) : Noble gas geochemistry. Cambridge University Press, Cambridge.

—— and ZASHU, S. (1983) : Primitive He in diamonds. *Science*, **219**, 1067-1068.

—— and NITOH, O. (1983) : $^3He/^4He$ ratio, noble gas abundance and K-Ar dating of diamonds- An attempt to search for the records of early terrestrial history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2217-2224.

RICHARDSON, S. H., GURNEY, J. J., ERLANK, A. J. and HARRIS, J. W. (1984) : Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature*, **310**, 198-202.

TAKAOKA, N. and OZIMA, M. (1978) : Rare gas isotopic compositions in diamonds. *Nature*, 45-46.

地学雑誌 93-7 (1984)

エル ニーニョ現象

朝 倉 正*

El Niño Event

Tadashi ASAKURA

I. はじめに

ペルー沿岸の気候は緯度が低いにかかわらず，涼しく，霧がかかる。しかし，雨はほとんど降らない。他の熱帯地域が高温・多湿であるのにくらべると，大いに違う。これは，海面水温が低いからである。海面水温が低い理由はフンボルト海流（寒流）が南極から冷水を運んで来ることと，沿岸湧昇といって，海面下100m 又はそれ以上の深いところから，冷水が表層に湧き上がってくることの２つが原因に考えられている。

この湧昇は栄養塩を絶えず下層から表層へと供給しているので，プランクトンの発生源となり，世界でも有数な漁場になっている。1970年，ペルーは全世界の魚類蛋白の20%以上を供給した実績がある。ところが，この漁場で魚がとれないことがある。海面水温が上昇するときである。これを，エル ニーニョと呼んでいる。エル ニーニョが発生すると，アンチョビー（片口いわし）や海鳥が大量に死滅すると云われている。しかし，アンチョビーの漁獲高はエル ニーニョと関係なく，長期的に減少している。乱獲が原因という説がある。

II. エル ニーニョ現象とは

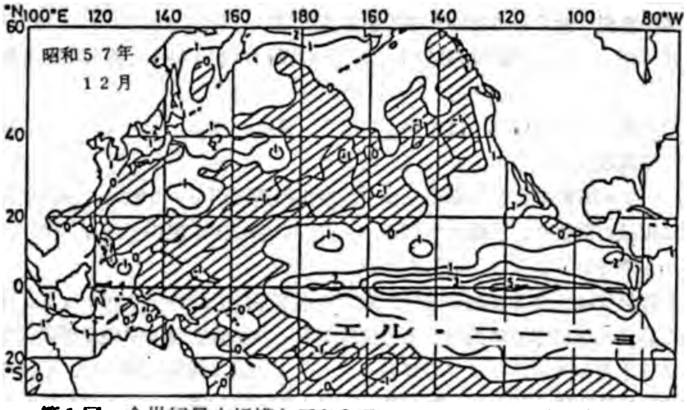
毎年，クリスマスの頃になると南東貿易風が弱まる。そのために，沿岸での湧昇流が弱まると共に赤道反流系の暖かい海流が流れこんで，水温が数°C上昇する。このため，アンチョビーが沿岸から遠くに移動するので，翌年，３月頃まで休漁する。地元では季節的に現われる水温上昇をエル ニーニョ (El Niño) と呼んでいた。この言葉はスペイン語で，"神の子" という名称である。水温上昇がちょうどクリスマスの頃であること，折からの降雨のためにバナナなどの収穫を得ることなど，神の恵みに感謝する意がこめられていることから，この名があるという。このエル ニーニョはペルー沖合に毎年発生する。

ところが，赤道海域の海洋観測が充実されるにつれ，水温上昇は沿岸だけでなく，赤道海域全体に及ぶ大規模なものもあることが明らかになって来た。この大規模な水温上昇は２～10年，平均して５年に１回の割合で発生している。この水温上昇をエル ニーニョ現象 (El Niño Event) と呼び，毎年，ペルー沿岸におこるエル ニーニョと区別するようになった。

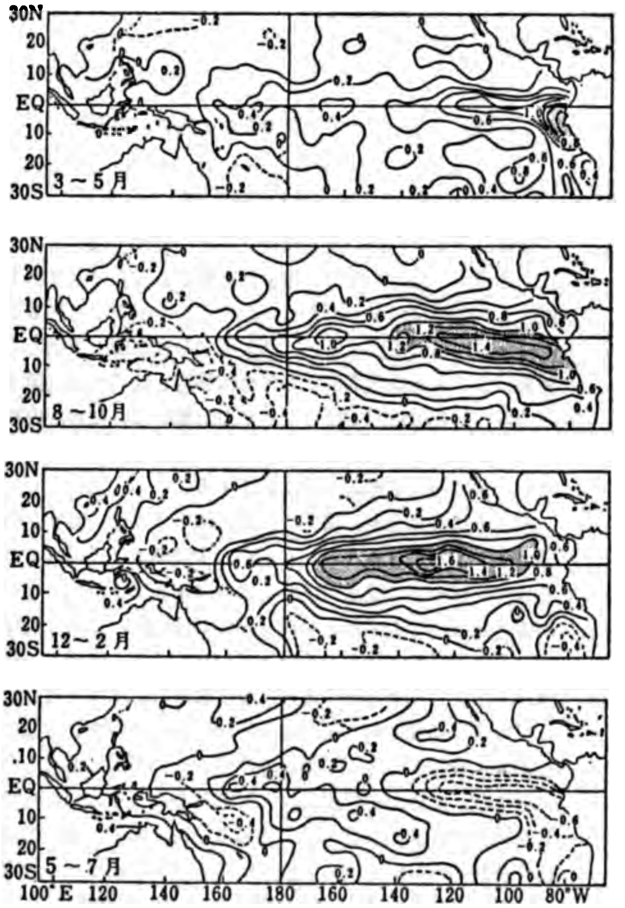
エル ニーニョ現象の発生年は1925, 30, 39, 40, 51, 53, 57/58, 63, 65, 69, 72/73, 76, 82/83である。この中で，82/83年に発生したエル ニーニョ現象は（第１図），今世紀最大規模といわれ，世界各地に発生した異常気象の有力な一因にあげられている。

III. エル ニーニョ現象はどのように発生するか

* 気象庁長期予報課 Long-range Forecast Division, Japan Meteorological Agency



第1図　今世紀最大規模と云われるエル ニーニョ 現象時の海面水温（分布平年からの差で表わしてある）



第2図　エル ニーニョの発生から消滅にいたるまでを示す赤道海域の海面水温平年偏差の典型的な推移。(RASMUSSON and CARPENTER, 1982)

エル ニーニョ現象の原因は何かという命題は「にわとりが先きか卵が先きか」という議論に近い。大気運動と海洋との相互作用が密接に働いているからである。この問題を解くのは，大気―海洋を一つの系にした大気・海洋大循環モデルが完成されたとき，初めて可能になる。現在はエル ニーニョ現象の発生過程をモデル化する段階である。

RASMUSSON and CARPENTER (1982) は典型的なエル ニーニョ現象の一生を前兆期，開始期，最盛期，衰弱期の4つの段階に分けた。（第2図）このシナリオを理解するためには，まず，エル ニーニョ現象が発生しない通常の海水温や海水位について知る必要がある。それは，同じ赤道太平洋なのに東部と西部とではかなり違う点である。列記すると，

（ア）西部は年間を通じ，29°C前後の水温で暖かく，台風発生海域である。

（イ）東部は水温が低く，ペルー沿岸は20°C以下である。

（ウ）海水位は西部が高く，東部に比べて60～90cmも差がある。

（エ）表面混合層の厚さも西部で厚く（150m以上），東部で薄い（20m程度）。

これらの現象は，主に海面に働く貿易風の作用によって説明されている。すなわち，赤道付近の海上を吹く貿易風のために，海面付近の暖水が風下側（西方）に吹き寄せられ，蓄積する。また，貿易風のために赤道海面の水が運び去られるので，海面下の冷水が湧き

上がってくる（湧昇流）ので，東部の水温は低くなるというのである。

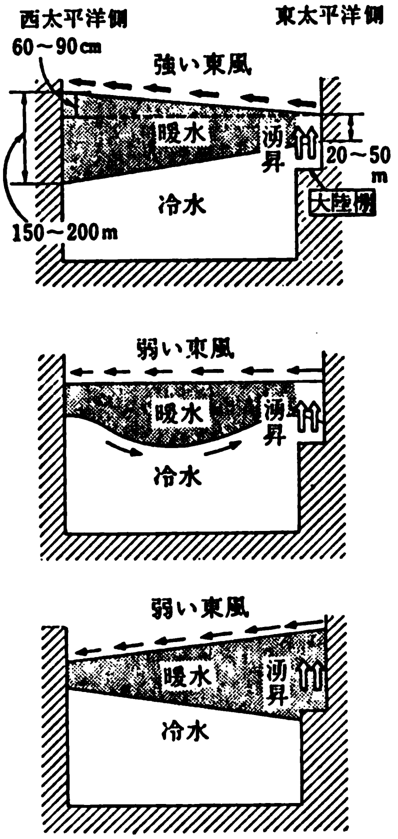
このような状況が反転したときにエル ニーニョ現象が発生する。その反転のきっかけと終末に至る経過はつぎの通りである。

前兆期：西部で水温は高く，水位も高い。西部の気圧は平年より低く，東風が強い。インドネシアでは大気が収束し，インド洋では西よりの風が吹き始める。

開始期：ふつう12月頃，エル ニーニョ現象が始まる前に，まず，東部の気圧が下がり始め，西部は気圧が上がり始める。同時に西部では東風が弱まり，水温は下がる。一方，東部では水温が上がる。例年，雨の少ない太洋平中部の島々では雨が降るようになり，雨量も多い。

最盛期：西部のインドネシア付近の気圧は平年より高くなり，東部の南太平洋上の気圧は低くなる。南米沿岸の水温はかなり上昇する。この高水温は赤道に沿って西方に広がると共に降水量は中央及び東部太平洋域で多くなる。一方，西部では降水量がへり，インドの夏のモンスーンの雨は異常に減少し，干ばつになることが多い。通常11月頃に吹きはじめるインドネシア～オーストラリアの北東モンスーンは遅れ，サイクロンの発生は減少する。それまで高かった西部の海面水温と潮位は低下し，海の状況は逆転する。

衰弱期：インドネシア周辺の海面水温は例年より高くなり，降水量も多くなる。同時に，西太平洋では東よりの風が吹く。一方，東太平洋の南米沿岸では海面水温が低下し，それが沖へ広がってゆく。



第３図　太平洋の南東貿易風の強弱と赤道沿いの表面混合層の動き。(WYRTKI, 1982)

IV．エル ニーニョ現象発生・発達のモデル

エル ニーニョ現象の発生・発達のモデルは，WYRTKI (1975) によってはじめて提起された（第３図）。

通常，東よりの強い貿易風が吹くと，前節にのべたように，赤道太平洋の西部では暖水が蓄積される。（第３図上段）これが通常の場合であるが，何らかの原因で日付変更線以西で貿易風が弱まると，西太平洋の暖水層と下層との境界のふくらみは内部波として東に移動しはじめる（第３図中段）。赤道付近ではコリオリ力が働かないため，内部波（ケルビン波）は 250cm/秒 程度の速さで，東に伝播する。同時に西太平洋の水位は低下する。

内部波は暖水を東に輸送し，ついに南米沿岸に暖水が到達する。エクアドルからペルー沖の大陸棚には通常みられる冷水の代わりに暖水で占められる（第３図下段）。また，海面水位はいつもの年より10～15cm上昇する。南米沿岸では南東貿易風が吹き，沿岸湧昇がおこるが，湧昇する海水はもともと赤道付近にあった暖水なので，水温は高い。

沿岸部に形成された暖水は毎秒50～100cmの速さで西に広がり，赤道太平洋の中部に達する。この暖水に温められた大気は，対流が活発化し，上昇運動をおこすので，日付変更線以西の貿易風を一段と弱める。この結果，高水温域は東経160度にまで達し，赤道全長の⅓近くを占め，水温は平年より２～５°Ｃも高くなる。（第２図の成熟期）

通例，エル ニーニョ現象が発生した翌年の２～３月頃に，赤道太平洋東部の水温は下がり始め，同時に強い南東

貿易風が吹くようになる。日付変更線付近の対流活動は弱まり，西太平洋では西風から東風に変わる。このようにして，エル ニーニョ現象は終る。しかし，これですべてが分かったのではない。 いわば，シナリオのようなもので，解明すべき疑問点は多く残されている。例えば，何故，貿易風が弱まるのかは分かっていない。

1982/83に発生したエル ニーニョ現象は今世紀最大規模といわれているだけでなく，特異な推移をたどった。長坂（1984）は次の諸点を特徴として指摘している。

（i） 成熟期の高水温域の広がり，水温の平年差，現象の持続期間は今世紀最大とかつて云われた1972年のエル ニーニョよりも，はるかにこれを上回るものであった。

（ii） エル ニーニョの発現は12月のことが多いのに，6月頃に始まった。 また，水温上昇のピークはペルー沿岸から日付変更線に至る赤道海域でほぼ同時であった。また，1983年5月には消失するどころか，2回目のピークが発生した。

（iii） 赤道太平洋東部の水位上昇は記録的に高く，中部のファニング島では古老の記憶にない程の浸水が発生したという。

（iv） 気象庁の観測船凌風丸の観測によると東経137度に沿う西太平洋の水温は北緯15度以南では平年より5°C以上低かった（1983年1月）。エル ニーニョ現象にともない，大量の暖水が西太平洋から東太平洋に向かって移動したことを物語っている。

V. 南方振動とエル ニーニョ

1920年代，WALKER はインドのモンスーンの雨量を長期予報するために， 世界各地の気象要素について相関を求めたことがある。このとき，東南アジアと南太平洋の地上気圧がシーソーのように変動していることを発見した。例えば，南太平洋のイースター島とジャカルタの気圧は逆に振動し，相関係数は-0.8にも達する。この振動を南方振動と WALKER は名付けた。気象現象の中で，これ程の高い相関が長期間にわたって持続することは極めて稀なことである。当然，何らかの原因がある筈だが，長らくの間分らなかった。J. BJERKNES (1969) は赤道太平洋上のこの振動は海面水温の東西方向の差が原因で起こることを示唆した。

赤道上では気温傾度が小さく，コリオリー力が働かないので，中緯度地方と違って大気は加熱，冷却に敏感に反応する。西太平洋海域では海面水温が高いので上昇気流，太平洋東部では海面水温が低いので下降気流が発達する。西太平洋の高い水温域で発生した上昇気流はその一部が東に向い，海面水温の低い東太平洋で下降する。地上では西に向う東風が吹いて，東西方向の循環が形成される。これを東西循環または WALKER-BJERKNES 循環と呼んでいる。

海面水温の低い海域上には下降気流があり，気圧が上昇する。海面水温の高い海域上には上昇気流があって，気圧が下降する。この結果，両者の気圧差は増大し，貿易風が強まると，前節でのべたように海面水温の東西差がさらに大きくなる。そのために，大気の東西循環がますます活発化するというように，大気と海洋との間に自己増幅作用が働く。このために，長期間にわたって南方振動が持続していると考えられる。

何らかの原因で赤道太平洋東部と西部の気圧差が小さくなると，大気の東西循環は弱まる。貿易風が弱まると，前述した理由で海面水温の東西差が小さくなり，やがて エル ニーニョ現象が発生する。海水温の変化につれて，暖水に変った東部の気圧は下がり，暖水のなくなった西部の気圧は上がる。このように，南方振動は，エル ニーニョ現象と密接に関連した一連の現象なので，両者を合わせて ENSO (El Niño and Southern Oscillation) と呼んでいる。

VI. エル ニーニョ現象の大気に及ぼす影響

エル ニーニョ現象が発生すると，世界の異常気象の発生件数が増加し，エル ニーニョ現象が解消すると，異常気象の発生件数は減少する（アメリカ気候解析センター）。具体的な事実として，エル ニーニョが発生すると，南米西部の砂漠地帯に雨が降る。1982/83のエル ニーニョ時にはエクアドルでは平年の30倍もの大雨が降り，洪水が発生した。また，アメリカ南西部には熱波がおそった。通例，大雨の降るインドネシア，フィリッピン付近では雨が降らず，干ばつが発生した。干ばつの発生地域は他にもあり，オーストラリアでは今世紀最大規模の干ばつになった。また，インドも南西モンスーンが不活発で，干ばつが発生した。同年，アフリカでは北部から南部にかけて，各地に干ばつが発生したが，エル ニーニョ現象が原因かどうか定かでない。

日本の天候とも関係が深い。エル ニーニョ年の冬は，太平洋の亜熱帯高気圧が発達し，暖冬になる。また，顕著なエル ニーニョ年の梅雨期には諫早豪雨（1957），北陸豪雨（1965），47・7豪雨（1972），長崎豪雨（1982），山陰豪雨（1983）など名前がつけられる程の豪雨が降る。赤道上西径110度における海水温偏差と日本における全半壊流出家屋数，公共土木復旧費とが比例して変化している(1970～82)。にわかには信じ難い関係だが，エル ニーニョ年と低水温の逆エル ニーニョ年を８例ずつとって，梅雨明け日，７・８月の気温について比較すると，極めて明白な関係が得られる。（第１表，第２表）

第１表　エル ニーニョと梅雨明け（８例）

		福岡	大阪	東京
エル ニーニョ 年		7月21.4日	22.3	25.0
低水温年		13.0日	12.1	12.6
平年日		18日	17	18
エル ニーニョ年	早い	2回	1	1
	遅い	6	7	6
	並	0	0	1
低水温年	早い	5	6	5
	遅い	2	2	1
	並	1	0	2

第２表　エル ニーニョと７，８月の気温(8例)

気温 ＼ 地域 月		西日本 7月	西日本 8月	東日本 7	東日本 8	北日本 7	北日本 8
エル ニーニョ年	高い	1	3	0	2	3	4
	低い	7	4	8	5	5	4
	平年		1		1		
低水温年	高い	8	7	8	7	7	7
	低い	0	1	0	1	1	1
	平年						

エル ニーニョ年の梅雨明け日を平均すると，何れの都市も平年より遅い。低水温年の場合は平年より早く梅雨が明ける。例えば，東京ではエル ニーニョ年の平均梅雨明け日は７月25日で平年（18日）より１週間も遅いが，低水温年の場合は７月13日で平年より５日も早い。これは８例の算術平均値だが，その中味は表１下段に示すように例外は少ない。７，８月の気温についてみると，低水温の年は高温になる割合は高く，例外は０ないし１例である。エル ニーニョ年の７月は低温になる割合が大きいが，８月は有意な関係はない。また，北日本の気温は７，８月共エル ニーニョ年だからといってとくに有意な関係は見られない。

はるか遠隔の海水温がどうして日本の天候に影響するのであろうか。J. BJERKNES の解析によると，エル ニーニョが発生すると，ハドレー循環が発達して，太平洋高気圧が南偏して強まる。そして，アリューシアン低気圧がひとつにまとまって発達する。東部赤道太平洋水温が低いと，ほぼ，逆の気圧配置になることを解析的に明示し，注目された。それから約15年たった1981年頃から，ある特異現象が発生すると，それがつぎつぎと伝播してゆく現象を，テレコネクション（遠隔連結）と表現するようになった。



第4図 異常実験（東太平洋，赤道域の海水面温度が異常の場合）と標準実験（海水面温度が平年値の場合）との差を300mb面の等圧面高度で示したもの
(SHUKLA & WALLACE, 1983) 単位：m.

世界的に有名な現象はエル ニーニョが発生すると，アリューシアン低気圧発達～アラスカの尾根発達～アメリカ東部の谷発達して寒気が吹出すという類のことである。テレコネクションの物理的機構は上空の偏西風帯中の定常ロスビー波によって説明されている。ある場所で強制的な外力でロスビー波がひきおこされつづけると，その場所から定常ロスビー波としてエネルギーが大円に沿って伝播するという第1近次的な考察がなされている。

これとは別に，エル ニーニョの影響をみるために大気大循環モデルを用いた数値実験がアメリカや日本でも行なわれている。例えば，SHUKLA は赤道太平洋の海水温がエル ニーニョ完熟期（最大値 1.8°C）の分布をした場合と標準海水温の場合と比較した。60日間計算して，30日平均値について両者の差をとって，エル ニーニョの影響を表わした（第4図）。計算結果は，アリューシァン低気圧の発達，米西部の尾根，米東部の谷の形成を示している。一方，日本付近ではオホーック海に高圧帯が形成される。時岡等（気研）は1983年の実際の海水温分布を与えて，大気の応答を調べた。それによると，梅雨期にオホーック海にブロッキング高気圧が形成される。表1，2を併せ考えると，エル ニーニョ年の梅雨は低温になるといえよう。中国の黒龍江省の冷害はエル ニーニョ年に多いという事実がある。

参考文献

BJERKNES, J. (1966) : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature *Tellus*. 18, 820-829.

長坂昂一 (1983)：エル ニーニョ現象，気象. No.315, 317.

RASMUSSON, E. M., and T. H. CARPENTER (1982) : Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev* 110, 354-384.

SHUKULA, J. and J. M. WALLANCE (1983) : Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *Jour. Atoms. Sci.* 40, 1613-1629.

WYRTKI, K., (1975) : El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing *Jour. Phrp. Oceanogr.*, 5, 572-584.